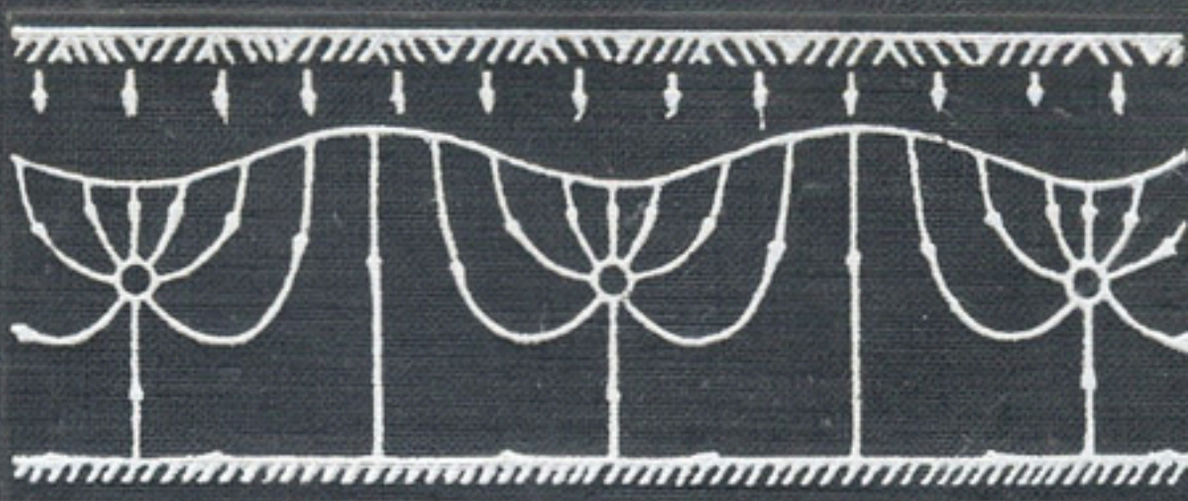


Дренаж сельскохозяйственных земель

DRAINAGE OF AGRICULTURAL LANDS

Edited by JAMES N. LUTHIN
Department of Irrigation University
of California, Davis, California

AMERICAN SOCIETY OF AGRONOMY, PUBLISHER
MADISON, WISCONSIN
1957

ДРЕНАЖ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ

Перевод с английского, под общей редакцией и со вступительной статьей академика ВАСХНИЛ С. Ф. АВЕРЬЯНОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «КОЛОС»
МОСКВА·1964

От издательства

В течение длительного времени в нашей стране уделялось недостаточно внимания проблеме дренажа земель, мало печаталось работ по этому вопросу.

Настоящая книга, выпущенная под редакцией американского специалиста Дж. Н. Лютина, частично восполняет указанный пробел. Она состоит из следующих пяти разделов: 1) физические основы дренирования; 2) теория осушения земель; 3) техника осушения земель; 4) методы изучения дренажа; 5) выбор дренажной системы в зависимости от типа почвы и вида с.-х. культур.

В книге подробно изложены закономерности передвижения почвенной влаги и дренажного стока, зависимость уровня грунтовых вод от осадков и ирригационной воды, теоретические основы вертикального дренажа, дренаж в неоднородных грунтах, взаимосвязь между глубиной дренирования и физическими свойствами почвы и многие другие вопросы.

Книга явится ценным пособием для лиц, занимающихся осушением, а также орошением сельскохозяйственных земель.

Перевод книги выполнен сотрудниками Всесоюзного научно-исследовательского института гидротехники и мелиорации им. А. Н. Костякова.

ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ

Программой КПСС, принятой XXII съездом партии, намечен основной путь развития сельского хозяйства СССР — его интенсификация. Среди средств интенсификации сельского хозяйства, таких, как механизация, химизация, специализация и электрификация, видное место принадлежит сельскохозяйственной мелиорации — орошению и осушению земель. Искусственная подача воды на поля в засушливых районах и отвод лишних вод в зоне избыточного увлажнения обеспечивают не только нормальный водный режим, необходимый для развития сельскохозяйственных культур, но и позволяют наиболее полно использовать как природные условия (тепло, почвенные запасы пищи растений), так и средства интенсификации (химизация и механизация). Общеизвестно, что комплексная механизация полевых работ дает максимальный эффект при полностью отрегулированном (оптимальном) водном режиме. Именно поэтому на орошаемых и осушаемых землях урожаи сельскохозяйственных культур в 2—3 и более раз выше, чем на немелиорированных, расположенных рядом землях. Важной задачей мелиорации является создание условий для получения высоких урожаев, не зависящих от погодных условий. В некоторых крайне засушливых и избыточно увлажненных районах нормальное ведение сельского хозяйства без орошения или осушения практически невозможно. Предусмотренное решениями XXII съезда КПСС и последующих Пленумов ЦК КПСС широкое развитие работ по орошению и осушению земель позволит резко увеличить сбор хлопка, зерна, овощей, кормовых культур и сделает получение этой продукции в значительной мере не зависящим от случайных колебаний погодных условий.

Для выполнения этих задач намечено до 1970 года осушать ежегодно около 1 млн. гектаров земель. Прирост орошаемых земель и земель, на которых будет произведено переустройство существующих ирригационных систем, составит приблизительно 6 млн. гектаров. Серьезной проблемой в ирригации является борьба с засолением орошаемых земель. Около $^1/_3$ ныне орошаемых и около $^2/_3$ намеченных к орошению земель нуждаются в той или иной степени в проведении мелиоративных работ по предупреждению засоления и борьбе с ним. Сейчас наукой и практикой уже твердо установлено, что основным средством решения этой

проблемы являются промывки на фоне дренажа. Наиболее совершенным типом осушительной сети как при борьбе с избыточным увлажнением, так и при борьбе с засолением орошаемых земель являются закрытые осушительные системы, или, как их иногда называют, дренажные системы. Они не занимают обрабатываемую площадь, просты в эксплуатации, не препятствуют полной механизации полевых работ и имеют ряд других преимуществ. Их недостатком является относительно высокая стоимость: около 300—500 руб./га для зоны избыточного увлажнения и 400—600 руб./га для орошаемых земель. И все же в настоящее время закрытый тип осушительных систем является наиболее прогрессивным и основным. Учитывая это, можно утверждать, что вложения средств в дренажные работы в ближайшие годы (до 1970 г.) составят около 3—4 млрд. рублей. Из этого видно, как важно для народного хозяйства экономически наиболее эффективное решение проблемы дренажа сельскохозяйственных земель на основе правильного учета местных природных и хозяйственных условий. Отечественная мелиоративная наука всегда уделяла значительное внимание теории и практике дренирования земель — это отражено в известных работах А. Н. Костякова, А. Д. Брудастова, А. А. Черкасова и других авторов. Однако сложность проблемы дренирования сельскохозяйственных земель заключается в необходимости проведения следующих работ: 1) всесторонний учет природных данных (гидрологических, почвенных, гидрогеологических условий); 2) определение необходимых показателей водного, пищевого и солевого режимов для различных сельскохозяйственных культур, что связано с вопросами земледелия, агротехники и физиологии растений; 3) исследование закономерностей процессов движения воды по поверхности почвы, в почвогрунтах, дренах и каналах (теория фильтрации, физика почв, гидравлика); 4) разработка наиболее целесообразных конструкций дрен и методов эффективного производства работ (технология строительных материалов и производства работ). Таким образом, теория и практика дренажа связаны с учетом достижений ряда научных дисциплин.

В перечисленных смежных науках в СССР имеются значительные достижения. Так, основные положения теории фильтрации и ее практические приложения разработаны Н. Е. Жуковским, Н. Н. Павловским, Л. С. Лейбензоном, В. В. Ведерниковым, П. Я. Кочиной, В. И. Аравиным, С. Н. Нумеровым, Н. Н. Веригиным и другими учеными. В области мелиоративного почвоведения широко известны работы В. А. Ковда, Л. П. Розова, В. Р. Волобуева, В. В. Егорова, И. Н. Антипова-Каратаева, Н. А. Беседнова и других исследователей. Мелиоративная гидрогеология освещена работами Г. Н. Каменского, О. К. Ланге,

М. М. Крылова, А. Н. Владимирова, Д. М. Каца, Н. М. Решеткиной и многими другими авторами. Вопросы земледелия на орошаемых и осушаемых землях исследовались С. К. Кондрашевым, С. Н. Рыжовым, С. Г. Скоропановым, В. Н. Легостаевым и другими. Существенны достижения советских ученых и в других смежных дисциплинах. В настоящее время в связи с огромными задачами, поставленными в области орошения и осушения, а также в результате интенсивного развития смежных научных отраслей, бурного роста техники и энерговооруженности, работы отечественных ученых (А. Н. Костякова, А. Д. Брудастова, А. А. Черкасова) уже не могут в полной мере удовлетворить запросы производства. Поэтому наряду с интенсивным развитием научных исследований и накоплением производственного опыта в нашей стране полезно ознакомиться с последними достижениями в этой области и за рубежом, прежде всего в США, где мелиоративные работы получили значительное развитие (орошается более 10 млн. га, осушено около 40 млн. га).

Предлагаемая вниманию читателя книга «Дренаж сельскохозяйственных земель» является наиболее крупной из работ в этой области, вышедших в США за последние годы. Книга издана Американским агрономическим обществом под общей редакцией Д. Лютина и написана 17 авторами (13 американцев, 2 голландца, 1 датчанин и 1 англичанин). К составлению книги были привлечены известные инженеры и ученые (Чайлдс, Киркхем, Энгелунд, Маасленд, Доннан, Весселинг и др.). Книга состоит из пяти частей, написанных разными авторами, что привело к некоторым незначительным повторениям и создало определенные трудности при переводе и редактировании.

В книге почти не отражены результаты, полученные советскими исследователями. При редактировании сделаны соответствующие примечания, где указаны работы советских ученых, не упоминаемые авторами книги. Естественно, ввиду обширности материала эти ссылки не носят исчерпывающий характер.

В первой части книги рассмотрены физические аспекты осушения земель (грунт и его свойства, природа всасывания, влияние увлажнения на механические свойства грунта, основные законы движения воды, анизотропия, гидравлическая проницаемость ненасыщенных почв, движение газов в грунте, основные дифференциальные уравнения фильтрации, основные схемы течений к дренам с указанием граничных условий).

Следует отметить, что в этой части большое значение придается рассмотрению природы силы всасывания при неполном насыщении и «капиллярной проницаемости», но, к сожалению, результаты не доведены до расчетного вида, пригодного для практического использования. Не отражены, на наш взгляд, важные

вопросы движения солей в почвогрунтах и вопросы движения влаги под влиянием температурных градиентов.

Вторая наибольшая по объему часть, хотя и носит общее название «Теория дренажа», посвящена решению задач теории фильтрации применительно к расчету дренажных сооружений.

Рассмотрение установившегося режима для систематического дренажа при инфильтрационном питании завершается после простейших схем полезной номограммой для расчета «висячего» дренажа (дренажа, не совершенного по степени вскрытия пласта). Эта номограмма основана на решениях Хоугхаудта. Для неустановившегося режима рассмотрен только случай сработки запасов грунтовых вод при мгновенном опускании горизонта воды в совершенных дренах-каналах (так называемое уравнение Гловера). Далее приводятся гидромеханические решения Энгелунда для расчета дренажа при совместном инфильтрационном и восходящем напорном питании. Здесь же даются основные понятия о конформном отображении. Решения эти (хотя у нас и есть аналогичные) представляют определенный интерес и могут быть применены при расчете дренажа на осушаемых и, особенно, на орошаемых землях.

Полученные методом зеркальных отображений решения Киркхема для «подпертой воды», то есть для случая работы систематического дренажа без образования свободной поверхности (при затоплении поверхности почвы), не имеют никаких преимуществ перед известными решениями В. В. Ведерникова, более строгими и разнообразными (по рассматриваемым случаям). Однако развитие этих решений для неоднородных грунтов весьма интересно и имеет большое практическое значение, особенно для зон избыточного увлажнения (гл. III, § 4). Интересно рассмотрение совместного питания (с поверхности земли и напорного), опять-таки для неоднородных грунтов (§ 5). Расчет вертикального дренажа дается сначала для одиночной совершенной скважины при наличии инфильтрационного питания. Здесь полезны графики, упрощающие расчет. Простейшие схемы неустановившегося движения в неограниченном пласте даны для двух случаев: 1) постоянный дебит откачки (Тейс) и 2) постоянное понижение уровня воды в колодце (Ломен и Джекоб). Приводятся простейшие решения плановых течений для колодца в потоке, для линейной системы у реки и группы колодцев. Наиболее интересным материалом главы является общая теория и решение конкретных задач для анизотропных грунтов (Маасленд). Здесь даны строгие и сравнительно простые методы расчета. В нашей практике проектирования и исследований этот вопрос совершенно новый и заслуживает самого серьезного внимания.

Таким образом, во второй главе ценным материалом является разработка теории и методов расчета дренажей в анизотропных

грунтах, а также некоторые практические приемы, графики и таблицы для расчета различных типов дрен. В то же время следует указать на весьма слабую разработку вопросов неустановившегося движения, учета несовершенства скважин, работы ловчих каналов и ряда других разработанных в СССР и за рубежом методов расчета дренажных систем.

Следует также отметить, что в книге понятие т е о р и я д р е н а ж а охватывает только фильтрационные расчеты, что вряд ли можно считать правильным.

Т р е т ь я часть посвящена инженерным аспектам осушения (дренажа). Здесь приводятся практические рекомендации, касающиеся гидравлического расчета, конструкции и способов выполнения открытых коллекторов. Судя по приведенному материалу, в СССР эти вопросы разработаны более обстоятельно, чем в США.

Определенный интерес представляют конструкции закрытых дрен и дренажных сооружений и, в частности, предложение учитывать особенности этих конструкций при расчете осушительного действия дренажа (дополнительные сопротивления при поступлении грунтовых вод через щели и перфорационные отверстия). Последний вопрос, рассмотренный в монографии для частного случая, в СССР в настоящее время обобщен для любой схемы работы горизонтального дренажа.

Кротовый дренаж описан кратко. Как следует из материала книги, в США он не имеет широкого распространения как самостоятельный способ осушения. Аналогичное положение имеет место и в СССР, хотя у нас в сочетании с «закрытыми собирателями» кротовый дренаж начинает применяться в производственных масштабах при осушении тяжелых по механическому составу глинистых пахотных земель (так называемый комбинированный дренаж).

В СССР до последнего времени не уделялось внимания вопросам прочности дренажных труб, уложенных в землю, хотя расчеты прочности и устойчивости подземных трубопроводов большого диаметра разработаны достаточно детально (при этом рекомендации Марстона признаны недостаточно обоснованными). Учитывая опыт США, нам следует уделять больше внимания этому вопросу, особенно при устройстве систематического дренажа на орошаемых землях.

Определенный интерес представляют обширные данные по технологии материалов гончарных и бетонных дрен и их долговечности. Эти рекомендации, безусловно, должны быть учтены, особенно при дренаже засоленных земель. Описание фильтровой защиты дрен и производства работ показывает, что уровень разработки этого вопроса в США и у нас приблизительно одинаковый.

Раздел, посвященный осушению избыточно увлажненных земель, показывает, что в США большое внимание уделяется «организации» поверхностного стока на самих полях (борозды, планировка, ложбины). В то же время закрытые системы для отвода поверхностных вод и верховодки (закрытые собиратели) как самостоятельный способ осушения в США, по-видимому, не применяется (дренаж предназначен для отвода только грунтовых вод). Теория и практика СССР показывают, что при осушении избыточно увлажненных глинистых земель закрытые системы (гончарный дренаж, уложенный в траншею с проницаемой засыпкой) принимают и отводят как поверхностные воды, так и верховодку пахотного горизонта, а отчасти и грунтовые воды материнской породы (соотношение между количествами этих вод зависит от рельефа местности, геологических условий, агротехники и т. д.).

В целом можно отметить, что в третьей части читатель найдет ряд ценных практических данных, отражающих опыт проектирования и строительства дренажных систем в США. В то же время здесь весьма поверхностно отражены такие существенные для условий СССР вопросы, как осушение болот, регулирование рекводоприемников осушительных систем, борьба с подтоплением земель, осушение польдеров, борьба с засолением орошаемых земель и др.

Четвертая часть посвящена методам исследований при проектировании и строительстве дренажа, причем главное внимание уделено определению коэффициента фильтрации. Здесь описаны лабораторные исследования образцов и монолитов и способы их отбора в поле (эти способы применяются и в СССР).

Более интересным является описание полевых способов определения коэффициентов фильтрации с приведением расчетных формул. Особый интерес представляют способы определения коэффициентов фильтрации неоднородных грунтов. В заключение излагаются общие рекомендации по топографическим, гидрогеологическим и другим изысканиям, которые проводят в США при проектировании дренажа.

Без сомнения, некоторые содержащиеся в этой части рекомендации окажутся полезными для применения в СССР.

В пятой части рассмотрены вопросы осушения в зависимости от почв и культур. Эта часть начинается с анализа вопросов аэрации почвы. Здесь приведены очень интересные экспериментальные данные о воздухообмене, о содержании газов в почве, об их диффузии. Затем рассматривается потребность сельскохозяйственных культур в воде: определение суммарного водопотребления, использования запасов влаги в почве, подпитывания от грунтовых вод (здесь упоминается ряд работ советских авторов). Весьма инте-

ресен пример расчета глубины осушения балансовым методом. Отдельно рассмотрен вопрос борьбы с засолением, и приводятся практические данные по промывным нормам. Более обстоятельно, с приведением обширного экспериментального материала, описаны физические и химические процессы, происходящие в почве в условиях избыточного увлажнения, включая и затопления разной продолжительности. Рассмотрено влияние избыточного увлажнения на урожай ряда сельскохозяйственных культур (зерновые, травы, сады и др.). Следует отметить, что в пятой части содержится интересный и обширный экспериментальный материал, который помогает понять значение осушения в деле получения высоких и устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур.

Рассматривая монографию в целом, можно сказать, что читатель может найти в ней много интересных и ценных данных по теории и практике осушения (дренажа), касающиеся расчета дренажа, полевых исследований и влияния осушения на урожай сельскохозяйственных культур. Интересно, естественно, ознакомиться с опытом и практикой осушения сельскохозяйственных земель в США.

В то же время эта работа не охватывает всей проблемы осушения и дренажа сельскохозяйственных земель. В ней не рассмотрены такие важные вопросы, как осушение болот, регулирование водоприемников и ряд других. В книге не нашли отражения и достижения советской мелиоративной науки (выбор метода осушения в зависимости от типа водного питания, расчет осушительных систем и т. д.). Тем не менее, можно с уверенностью утверждать, что перевод этой капитальной монографии на русский язык поможет работникам водного хозяйства в решении тех огромных задач в области осушения и дренажа сельскохозяйственных земель, которые сейчас поставлены перед нами страной.

Проф. С. Ф. Аверьянов

ПРЕДИСЛОВИЕ К АМЕРИКАНСКОМУ ИЗДАНИЮ

Слово «дренаж» имеет много значений. Например, дренаж может означать систему каналов и русел естественных водотоков на данной площади. Это слово может также обозначать процесс отвода поверхностной воды этими водотоками. Ни одно из вышеприведенных определений дренажа не имеет отношения к этой книге потому, что нас интересует в первую очередь дренаж сельскохозяйственных земель. При этом основное внимание уделено отводу избытков грунтовых вод с помощью трубчатых водоводов или других устройств. Поэтому в центре нашего внимания находится процесс дренажа, то есть методы и средства, которыми можно воспользоваться при дренировании почвы. Но, поскольку нас интересует дренаж сельскохозяйственных земель, мы будем рассматривать вопросы, связанные с уровнем грунтовых вод, движением воды в почвенной среде и взаимосвязью между уровнем грунтовых вод и развитием сельскохозяйственных культур. Именно на этой основе и построена данная монография.

Вероятно, практика дренажа имеет такую же древность, как и само сельское хозяйство. Первые примеры дренажа, о которых дошли до нас сведения, относятся к периоду Римской империи, а может быть, и к более ранним временам. Римляне понимали, как важны знания о почвах при проектировании дренажной сети, и знали, что при определенных условиях глубокие и закрытые дрены обладают рядом преимуществ. Методы, применявшиеся римлянами, были усовершенствованы незначительно до тех пор, пока не появился современный гончарный дренаж. В имении сэра Джеймса Грехема в Нортумберленде (Англия) гончарные дрены появились в 1810 г. Еще раньше гончарные дрены применялись во Франции в 1620 г., в парке Конвента в Любеже, но они не нашли широкого применения на практике.

Хотя практика дренирования была известна еще в глубокой древности, можно считать, что теоретическое развитие науки о дренаже началось лишь 100 лет назад во Франции под руководством Генри Дарси. О теории дренажа речь идет во второй части книги, поэтому здесь нет необходимости подробно останавливаться на этом вопросе.

Хотя основа для научных исследований по дренажу была создана еще в прошлом веке, но лишь в последние пятнадцать лет в различных научных и популярных журналах появилось значительное количество информации по этому вопросу. Необходимость сопоставления и оценки этих данных очевидна каждому,

кто работает в области сельского хозяйства. Авторы этой книги поставили перед собой цель решить эту задачу: собрать из различных источников сведения, касающиеся вопросов дренажа и объединить их в одну книгу, с тем чтобы сделать эти сведения доступными для всех, кто ими может заинтересоваться. В условиях борьбы за повышение урожайности продовольственных и технических культур с целью обеспечения ими нашего возрастающего населения дренаж приобретает исключительное значение как фактор, влияющий на плодородие сельскохозяйственных земель. Поэтому так необходима хорошая информация по вопросам теории и практики дренирования сельскохозяйственных земель.

Интерес к дренажу значительно меняется в зависимости от состояния экономики в каждый конкретный период времени. В периоды низких цен на сельскохозяйственные продукты масштаб дренажных работ невелик. Одновременно резко сокращаются и исследовательские работы в области дренажа. Дренажные устройства, которые использовались во времена расцвета, оказываются заброшенными и забытыми. Однако с течением времени по мере роста цен на сельскохозяйственные продукты интерес к дренажу опять возрастает, но старые методы дренажа к этому времени уже нуждаются в пересмотре и разработке заново. Именно по этой причине мы часто встречаем в журналах статьи, описывающие какой-нибудь «новый метод дренирования почвы, который только что изобретен». А этот метод, может быть, уже применялся во времена Римской империи.

В настоящее время мы являемся свидетелями расцвета сельского хозяйства и с полным правом можем предположить, что теперь интерес к дренажу никогда не пропадет. Фермеры, заинтересованные в получении максимальных урожаев, ежегодно прокладывают дрены, суммарная протяженность которых составляет много миль. В настоящее время дренаж часто осуществляется без учета ошибок, которые уже имели место в прошлом, приводили к большим финансовым потерям и разочаровывали фермеров. Однако следует признать, что теперь мелиораторы намного лучше понимают основные принципы дренажа, но тем не менее в будущем нам предстоит еще большая работа, так как в практике применения дренажа фермер постоянно сталкивается с рядом еще не решенных вопросов.

В этой книге рассматривается целый ряд вопросов, связанных с дренажем, начиная от физических принципов движения воды в почве и кончая техникой устройства дренажных систем. Теория и практика дренажа требуют обобщения многочисленных идей и технических приемов, используемых в почвоведении, растениеводстве и механизации. Тот факт, что в этой монографии рассматривается большой круг вопросов, имеет как положитель-

ные, так и отрицательные стороны. В книге неизбежно будут повторяться некоторые вопросы, и в различных разделах монографии будет встречаться один и тот же материал. Однако такое повторение часто оказывается весьма желательным, так как читатель, не тратя времени на перелистывание книги, может сосредоточить свое внимание именно на том разделе книги, который его интересует в данный момент.

Часто непонимание сущности дренажа приводило к тому, что многие фермеры считали дренаж причиной как переувлажнения, так и засухи. Следует указать еще на одну особенность дренажных работ, проводимых в широком масштабе,— это противодействие таким работам, которое объясняется нежеланием изменять существующие природные условия и имеет место при столкновении интересов различных групп людей. Известно, например, что большие трудности встретило осушение болот восточной Англии, занимающих площадь свыше 200 000 акров и подверженных затоплению приливами со стороны Северного моря. При этом основной трудностью при проведении этих мелиоративных работ было сопротивление людей, которые населяли эти земли и обеспечивали себе ненадежное существование охотой, рыбной ловлей и скотоводством. Проекты современного дренирования также встречают иногда противодействие некоторых групп, заинтересованных в сохранении существующих природных условий.

И все же, несмотря на непонимание, а иногда и прямое противодействие проведению дренажных работ, дренаж позволил высвободить миллионы акров плодородной земли для получения продовольствия и продукции технических культур для удовлетворения потребностей все возрастающего населения земного шара. Мелиорация земель посредством дренажа только начинается, что подтверждается наблюдениями многих авторитетных ученых, работающих в области сельского хозяйства. В США дренаж с большой выгодой может быть применен в восточных штатах. Устойчивость орошаемого земледелия зависит в некоторой степени и от дренажа; следовательно, и в засушливых районах также потребуется еще прокладывать большое количество дрен. По свидетельству многих наших ученых и инженеров, которые побывали за границей, США — не единственная страна, где дренажные работы должны проводиться в столь широком масштабе.

Подготовка этой книги потребовала, чтобы в ее написании участвовало большое количество специалистов. Редактор выражает этим лицам признательность за любезное сотрудничество и оказанную помощь.

Джеймс Н. Лютин

Девис (Калифорния)
Июль 1957

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Физические основы дренирования

Непосредственный эффект дренажа состоит в уменьшении содержания влаги в почве, что обусловливает изменение физических свойств почвы. Последующим результатом дренирования является улучшение механических, химических и биологических свойств почвы, что является основной целью дренажа. Все эти свойства зависят главным образом от структуры составных частей почвы.

В этой части книги рассматриваются следующие вопросы: 1) состав почвы (кратко); 2) зависимость статических физических свойств почвы от содержания влаги в почве и влияние этих свойств на другие (не физические) свойства почвы; 3) законы движения почвенной воды, которые определяют изменение содержания влаги в почве; 4) использование этих законов в конкретных условиях применительно к дренажу. Эти законы позволяют задачи дренажа выразить точными математическими формулами (более подробно этот вопрос рассмотрен в последующих частях книги).

I. СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ ПОЧВЫ

Для удобства рассмотрения почва подразделяется на четыре составные части: 1) минералы; 2) органическое вещество; 3) жидкий компонент, или почвенная «вода», и 4) почвенный воздух. Такое подразделение почвы на составные части имеет определенный смысл. Например, подвижные коллоидальные вещества (как минеральные, так и органические) в некоторых случаях следует рассматривать как часть почвенной «воды», т. е. скорее как растворенные ионы, а не как часть твердых веществ. Такая классификация тем не менее наиболее пригодна для наших целей.

Наиболее характерным свойством минеральной части почвы является то, что она состоит из мельчайших частиц. Эти частицы могут соприкасаться друг с другом, или же их может разделять жидкость или газ. Это свойство позволило широко использовать механический состав почвы для характеристики минеральной части почвы. Минералогический анализ показывает, что крупный песок (размер частиц от 2 до 0,2 мм, согласно международному стандарту), мелкий песок (от 0,2 до 0,02 мм) и илистые фракции (от 0,02 до 0,002 мм) состоят в основном из минералов, имеющихся

в материнских породах, из которых путем выветривания образовалась данная почва. Остальная часть почвы (глинистая фракция или, по крайней мере, ее наиболее мелкие частицы) также минералогически различима. В структуре всех минеральных веществ есть много общего, и в то же время эта структура отличается от структуры остальных составных частей, поэтому физические свойства удобнее рассматривать в одном разделе.

Нет сомнения в том, что органическая часть почвы также состоит из «частиц», размер которых колеблется в очень широких пределах. Однако механический состав большей части органического вещества (гумуса) до сих пор еще не определен и, очевидно, никогда не будет установлен. Имеется мало точных данных о структуре гумуса, и поэтому, чтобы судить о физических свойствах гумуса, нужно пользоваться тем, что известно о структуре таких органических веществ, как лигнин, целлюлоза и протеины, которые, как известно, входят в состав гумуса.

Ту часть почвы, которая не занята твердыми частицами, в английской литературе называют порозным пространством (pore space), а в американской — пустотами (voids)[1]. Характерной физической особенностью этой части почвы является непрерывность, под которой понимается следующее: путь от одной точки этого пространства до любой другой точки может целиком пролегать по порам. Когда порозное пространство частично занято почвенной водой и частично — почвенным воздухом, ни почвенная вода, ни почвенный воздух, взятые в отдельности, не обладают в совершенстве свойством непрерывности; могут иметь место как изолированные «шейки» воды, окружающие точки контактов почвенных частиц, так и изолированные пузырьки воздуха внутри почвенной воды. Тем не менее большая степень непрерывности как почвенной воды, так и почвенного воздуха имеет первостепенное значение при определении физических свойств почвы[2].

1. СТРУКТУРА ПОЧВЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Все материалы состоят из множества различных частиц (из атомов, ионов, молекул и молекулярных диполей), о значении которых более подробно будет рассказано в соответствующем разделе

[1] В отечественной литературе отношение объема пор к объему грунта называется порозностью, пористостью или скважностью.— *Прим. ред.*

[2] Автор не уделяет достаточного внимания затронутому вопросу, тогда как именно свойство непрерывности движения позволяет при значительных влажностях для почвенной воды, а при малых — для почвенного воздуха применять законы механики сплошных сред, что и делается в дальнейшем изложении. — *Прим. ред.*

книги. Частицы притягиваются друг к другу (силами взаимного притяжения) и одновременно отталкиваются друг от друга (тепловое движение). Если силы сцепления оказываются больше отталкивающих сил, обусловленных тепловым движением частиц, то эти частицы стремятся сформироваться в характерные структуры. При такой структуре тепловая энергия обусловливается колебанием частиц около их среднего положения. Разрушение такого материала в результате действия силы сдвига сопровождается разрушением структуры вдоль плоскости сдвига, при этом сила сдвига имеет значительную величину. Если материал не разрушается при определенной (предельной) силе сдвига, то этот материал является твердым телом. Чем больше силы сцепления частиц, тем большую силу сдвига (срезывающее усилие) может выдержать твердое тело, то есть тем тверже этот материал. С другой стороны, если материал не обладает никакой прочностью на сдвиг, то этот материал является жидкостью. Таким образом, большие силы сцепления частиц обусловливают твердые вещества с высокой температурой плавления, незначительные силы сцепления — мягкие вещества с низкой температурой плавления.

Силы сцепления частиц могут быть настолько малы по сравнению с силами отталкивания, что частицы уже не могут удерживаться вместе и свободно движутся в пределах сосуда, в котором находятся эти частицы. Вещество, состоящее из таких частиц, называется газом. Твердые вещества, состоящие из частиц с большими силами сцепления, могут испаряться только при очень высоких температурах[1].

Минералы, входящие в состав скальных пород и почв (так называемые алюмосиликаты), образуются путем уплотнения ионов (катионы находятся между анионами и наоборот). Мы мо-

[1] Описание автором различий между твердым, жидким и газообразным состоянием веществ дано схематично и упрощенно (это в значительной степени относится ко всему разделу). Современное представление о рассматриваемых вопросах читатель сможет найти в следующих работах:

П. А. Ребиндер. Физико-химическая механика как новая область знания. Вестник АН СССР, 10, 1957;

П. А. Ребиндер. Структурно-механические свойства глинистых пород и современные представления физико-химии коллоидов. Сб. Труды совещания по инж.-геол. свойствам горных пород, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1956;

О. Я. Самойлов. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М., Изд. АН СССР, 1957;

Е. М. Сергеев. Грунтоведение. М., Изд. МГУ, 1959;

В. Н. Кондратьев. Структура атомов и молекул. М., Физматгиз, 1959;

Н. И. Горбунов. Почвенные коллоиды. М., Изд. АН СССР, 1957;

А. П. Кротова. Адгезия. М.—Л., Изд. АН СССР, 1949;

А. И. Бродский. Физическая химия, т. 1,2. М., Госхимиздат, 1948.—*Прим. ред.*

жем считать, что ион имеет заряд, расположенный в центре иона. Сила сцепления пропорциональна произведению зарядов двух соседних ионов, деленному на квадрат расстояния между этими зарядами. Таким образом, силы сцепления увеличиваются с увеличением зарядов ионов и с уменьшением размеров ионов. В минералах силы сцепления сравнительно велики и остаются такими даже в том случае, когда в результате нагрева расстояние между соседними частицами увеличивается. Минералы являются твердыми телами с высокой температурой плавления. На поверхности минералов иногда возможно ослабление силы сцепления между двумя ионами в случае попадания на эту поверхность воды. При этом некоторые ионы переходят в раствор и минерал изменяется. Это явление представляет собой одну из форм химической эрозии. Сравнительно слабые силы сцепления ионов явно благоприятствуют такой эрозии.

Ионы, чаще всего встречающиеся в почвенных минералах, перечислены в таблице 1 — Эванс (1939). В этой таблице величины зарядов указаны в электронных единицах. При этом следует отметить, что анионы довольно однородны с точки зрения их размеров. Анионы и катионы, находящиеся между анионами, благодаря одинаковым размерам анионов образуют геометрическую модель из «плотно упакованных» сфер.

Таблица 1

Ионы, часто встречающиеся в почвенных минералах

Вид ионов	Символ	Радиусы в *ангстремах*
Кремний	Si^{4+}	0,39
Алюминий	Al^{3+}	0,57
Трехвалентное железо	Fe^{3+}	0,67
Магний	Mg^{2+}	0,78
Кальций	Ca^{2+}	1,06
Калий	K^{+}	1,33
Натрий	Na^{+}	0,98
Гидроксил	OH^{-}	1,32
Кислород	O^{2-}	1,32
Хлор	Cl^{-}	1,81
Фтор	F^{-}	1,33

Исследование структуры такого плотного тела вскрывает два основных вида ионных групп: группа четырехионная с центром в вершинах тетраэдров и группа шестиионная с центрами

в вершинах октаэдров. Полость в тетраэдрической группе меньше, чем в октаэдрической группе, но эта полость значительно больше щели, которая образована тремя взаимно соприкасающимися сферами и через которую можно проникнуть в полость. Если сферы, расположенные вплотную друг к другу, имеют размеры анионов гидроксила и кислорода (см. табл. 1), то полость тетраэдра должна бы быть немного больше, для того чтобы в ней мог разместиться ион кремния. В то же время полость октаэдра имеет объем, достаточный для размещения в ней ионов алюминия, магния и железа. Эти катионы относительно ионов располагаются обычно указанным способом, что подтверждает одно из важных «правил» структурного строения (правило координации Паулинга). Это правило гласит: ионы большего размера стремятся разместиться вокруг ионов меньшего размера, образуя геометрическое тело правильной конфигурации, при этом в группе число ионов большего размера зависит от относительных размеров анионов и катионов. Хотя это правило не всегда строго соблюдается, к предлагаемым структурам, которые могли бы опровергнуть это правило, следует отнестись с большой осторожностью.

Так как каждый катион окружен анионами, можно считать, что заряд катиона распределен между несколькими связями «катион-анион». Точно так же каждый заряд аниона распределяется между связями со всеми катионами, которые окружают этот анион. Таким образом, каждая индивидуальная связь может рассматриваться как сила взаимодействия определенной доли заряда катиона с определенной долей заряда аниона. Когда каждая связь оказывается силой взаимодействия зарядов одинаковой величины, но противоположных знаков, то говорят, что структура подчиняется правилу валентности Паулинга. Такая структура электрически нейтральна, так как каждый отрицательный заряд связи нейтрализуется равным ему по величине положительным зарядом, находящимся в непосредственной близости. В некоторых структурах пространство, которое согласно правилу должно быть занято ионом одного вида, в действительности оказывается занятым другим ионом, в результате чего нарушаются одно или оба правила (правило координации и правило валентности). Отклонение такого рода называется изоморфным замещением, и эти отклонения в почвенных минералах приводят к очень важным последствиям.

Теперь мы можем приступить к рассмотрению структур и свойств некоторых почвенных минералов. Более детальные сведения по этому вопросу можно найти в работах по минералогии [Брэг (1937), Маршал (1949), Грим (1953)]. Прежде всего рассмотрим кварц. В структуре кварца анионами являются исключительно анионы кислорода, а катионами — катионы кремния.

Ионы кислорода образуют системы спиралей вокруг параллельных осей. Эти спирали могут иметь как правую, так и левую навивку.

В каждой точке, где одна спираль встречается и пересекается с соседней, два иона одной спирали и два иона соседней спирали образуют тетраэдрическую группу, включающую ион кремния. Эта группа соединяет (замыкает) обе спирали вместе. Каждый ион кислорода «участвует» в двух таких группах. Другими словами, ион кислорода распределяет две единицы своего заряда между двумя связями. Каждый ион кремния распределяет четыре единицы своего заряда между четырьмя связями. Следовательно, каждая связь представляет собой силу взаимодействия между единичным отрицательным и положительным зарядом; при этом строго соблюдается правило координации и правило валентности. Ион кремния мал и имеет большой заряд. Этот ион удерживает около себя на близком расстоянии «умеренно заряженные» ионы кислорода, благодаря чему связь оказывается очень сильной. В результате кварц является исключительно твердым минералом, который имеет очень высокую температуру плавления и обладает большой устойчивостью к химическому воздействию воды. Этот минерал устойчив ко всем видам выветривания и является характерным инертным компонентом песчаных и илистых фракций почвы. Глина, которая является продуктом выветривания, содержит очень мало кварца.

Рассмотрим теперь полевой шпат, являющийся типичным минералом, который быстро поддается выветриванию. Здесь анионы также являются анионами кислорода, образующими тетраэдрические группы, но здесь тетраэдры образуют цепочки. При этом соседние параллельные цепочки соединяются вместе ионами, которые являются общими для соседних цепочек. Изоморфное замещение кремния алюминием имеет место в каждом четвертом тетраэдре. Так как каждый ион кислорода «участвует» в двух тетраэдрических группах, то строгое соблюдение правила Паулинга требует, чтобы каждый тетраэдр включил в себя кремний.

Так как алюминий имеет только три единицы заряда, то оба правила Паулинга нарушаются в месте изоморфного замещения. Более того, в структуру необходимо ввести дополнительные катионы, чтобы компенсировать недостаток положительных зарядов. Эти дополнительные ионы размещаются в полостях, о которых мы уже говорили. В ортоклазовом полевом шпате катионы являются катионами калия, а в плагиоклазовой группе шпатов — катионами натрия и кальция (в различных пропорциях). Все эти ионы, особенно ионы калия, велики по размеру и имеют малый заряд, поэтому их связи сравнительно слабы. В тех случаях, когда полости и их содержимое находятся на поверхности минерала, калий может раствориться в воде и по-

лость исчезнет. Благодаря большой крепости связей минерал имеет большую твердость, а минералы, имеющие «слабые места», сильно подвержены химической эрозии. Ортоклаз фактически считается основным источником калия, растворенного в почвенной воде.

Минералы гибсит (гидралгилит) и брусит сами по себе не имеют большого значения в почве, но их структуры играют важную роль как компоненты минералов глины. Эти минералы состоят в основном из парных слоев плотно расположенных ионов гидроксила, а катионы размещаются в полостях октаэдров. В бруците в каждой такой полости находится ион магния, в то время как в гибсите каждые две полости из трех заполнены ионами алюминия. Каждая пара слоев анионов с замкнутыми в этих слоях катионами строго подчиняется правилам Паулинга, поэтому не остается больше лишних связей для соединения одного слоя кристаллов с другим слоем. Таким образом, полный кристалл представляет собой непрочное соединение большего количества пар уплотненных слоев. Так как сильные связи здесь действуют только в направлении двух, а не трех координатных осей, то такого рода структура называется слоистой решеткой.

Слоистая решетка второго типа, которая не существует самостоятельно, а встречается только в соединении с решеткой гибсита, образуется тетраэдральными группами ионов кислорода, которые включают катионы кремния. Основания этих тетраэдров расположены в одной плоскости, а их вершины находятся по одну сторону этой плоскости, образуя таким образом ячейки в виде пчелиных сот (шестигранников). Эта структура имеет некоторое сходство со структурой кристобалита, который, однако, является «трехразмерным» минералом. Каждый ион основания слоистой структуры является общим для двух тетраэдров, так что доля трех кислородных ионов, находящихся в основании тетраэдра, в деле нейтрализации замкнутого катиона кремния составляет три электронные единицы. Ион, находящийся в вершине тетраэдра, должен дать только одну единицу отрицательного заряда для того, чтобы завершить нейтрализацию катиона кремния; при этом одна единица заряда остается свободной и служит для связи с другими структурами.

При этом оказывается, что сотовая структура «вершинных» ионов почти точно соответствует уплотненному слою гидроксильных ионов гибсита. Встречаются минералы, в которых одна сторона слоя гибсита соединяется со слоем кристобалита общими ионами кислорода, которые действуют как вершинные ионы кристобалита и в то же время как часть уплотненного слоя гибсита, замещая в нем ионы гидроксила. Так как для каждой из этих функций требуется по одной единице заряда и ион кислоро-

да как раз имеет требующийся заряд, оба закона Паулинга строго соблюдаются. Эти минералы образуют каолиновую группу глинистых минералов и включают такие минералы, как каолинит, галуазит, метагалуазит, накрит и дикит (два последних минерала в почвах обычно не встречаются). Такая структура называется двухслойной решеткой.

Брусит не так хорошо «приспосабливается» к слою кристобалита, и не обнаружено, чтобы он участвовал в построении такой двухслойной решетки. Можно предположить, что из-за такого несоответствия структур для случая каолиновых минералов большие кристаллы не формируются, чем и объясняется тот факт, что минерал является типичной составной частью глины.

Когда слой кристобалита присоединяется к слою гибсита с двух сторон, то мы имеем дело с минералом пирофиллитом. Такая симметрия относительно средней плоскости препятствует стремлению к изгибу (даже в том случае, когда внешние слои кристобалита плохо соответствуют слою, который находится между ними). Поэтому мы часто обнаруживаем брусит в такой трехслойной решетке — в результате получаем минерал тальк. Изоморфные замещения в пирофиллите и тальке приводят к созданию слюды и группы глинистых минералов с трехслойной решеткой, известной под названием монтмориллонитовая группа. Например, при замещении одной четверти ионов кремния в пирофиллите алюминием недостаток положительных зарядов компенсируется ионами калия, которые скрепляют трехслойные «сэндвичи» вместе. При этом образуется минерал мусковит или рубиновая слюда. В результате замещения одних ионов другими, сильно отличающимися друг от друга как по виду, так и по пропорциональному соотношению, и при участии катионов, которые компенсируют недостаток положительных зарядов, образуются такие глинистые минералы, как монтмориллонит, бейделлит, нонтронит и гекторит. В этих минералах катионы так слабо удерживаются между соседними «сэндвичами», что они всегда могут легко раствориться в воде. Растворение таких слабо удерживаемых катионов не разрушает структуру (как это, например, имеет место в случае ортоклаза), так как устойчивость слоевых решеток никоим образом не зависит от таких ионов. Поэтому такие глины в присутствии воды продолжают существовать как отрицательно заряженные частицы, то есть как большие ионы или мицеллы.

Поскольку заряд на мицелле является следствием «отделения» катионов, то способность обмена катионами является мерой заряда. В монтмориллонитовой группе эта способность обмена измеряется величиной порядка 80—100 миллиэквивалентов катиона на 100 г сухой глины. В группе каолинов это число составляет величину, равную всего лишь 5—10 миллиэквивалентам

на 100 г глины. Заряд мицеллы может увеличиться в результате не только изоморфного замещения, но и других явлений. Например, Скофилд (1949) рассмотрел вопрос о дополнительных отрицательных зарядах, которые возникают в некоторых глинах, когда pH суспензии превышает число 5,5. Он показал, что это может быть вызвано отделением протонов от ионов гидроксила на краях мицелл. Эти протоны соединяются с водой и образуют ионы гидроксонийума (OH_3^+), которые обычно называются водородными ионами. Таким образом, отделение происходит в соответствии с законом действия массы только при высоком pH. При указанных условиях можно получить дополнительный заряд, равный примерно 5 миллиэквивалентам на 100 г глины.

Многие важные минералы здесь совсем не упоминались, однако достаточно много было сказано о структурных особенностях, которые обусловливают характерные свойства минералов.

2. СТРУКТУРА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВЫ

Органическое вещество почвы состоит из растительных и животных остатков, гумуса и относительно простых составных частей, таких как сахара, полиуроиды и аминокислоты. Уже кое-что известно о структуре некоторых видов растительной клетчатки. В настоящее время много внимания уделяется протеинам, однако ничего не известно о структуре органического вещества почвы в том смысле этого слова, в котором оно употреблялось в главе 1 раздела I. С уверенностью можно лишь сказать, что в создании структуры органического вещества принимают участие атомы углерода, водорода, кислорода, азота и (в меньшем количестве) атомы серы, калия, кремния и т. д.

Цепные структуры, включающие такие атомы, которые входят в состав целлюлозы и лигнина, характеризуются наличием карбоксильных групп (— COOH) или групп, которые легко могут стать карбоксильными. В водных растворах эти группы могут выделить протон, когда величина pH превышает 3,0 (как это происходит с периферийными гидроксильными ионами в глинистых минералах при pH = 5,5) (Сарик и Скофилд, 1946). В результате этого органическая структура приобретает электрический заряд.

Вполне возможно, что способность почвенного гумуса обмениваться основаниями обусловливается именно этим разложением, так как гумус образуется из растительного материала, содержащего карбоксильные группы. Протеин, который также является основной составной частью гумусного комплекса, тоже имеет способные к разложению карбоксильные группы и в дополнение к ним аминогруппу или группу $—NH_2$, которая при достаточно

интенсивной бомбардировке ионами водорода в растворе (то есть при низком pH) захватывает протон и преобразуется в группу $-NH_3^+$. Поэтому такой материал может быть заряжен положительно (при низком pH), отрицательно (при высоком pH) и может быть электрически нейтральным. Желатин, например, электрически нейтрален примерно при $pH = 4{,}7$.

Мы здесь не будем много говорить о химических процессах, вызываемых обменом ионов и диссоциацией в твердых телах. Много внимания будет уделено физическим явлениям, обусловленным зарядами (главным образом отрицательными).

3. СТРУКТУРА ВОДЫ

Бернал и Фаулер (1933) показали, что молекулы воды имеют на своей поверхности локализованные электрические заряды. Этот вывод был сделан на основании данных квантовой механики и в результате изучения светового спектра. Заряды концентрируются на углах тетраэдра (четырехгранника). Причем два из них являются положительными зарядами и два — отрицательными. Молекула, таким образом, представляет собой диполь, т. е. в целом она электрически нейтральна, но «центр тяжести» отрицательного заряда отделен от «центра тяжести» положительного заряда. Характерной особенностью силы, возникающей между диполями, является то, что она резко уменьшается по мере увеличения расстояния между этими диполями. Причем эта сила уменьшается более резко, чем сила взаимодействия ионов. Поэтому тепловая энергия имеет значительно большее влияние на структуру диполей, чем на структуру ионов. Такие структуры — типичные мягкие тела с низкой точкой плавления. Именно таким телом является вода.

Вследствие локализованного распределения заряда молекулы воды не проявляют стремления уплотниться, а соединяются друг с другом в определенных точках, где положительный заряд притягивается к отрицательному. Таким образом, каждая молекула оказывается непосредственно окруженной четырьмя другими, каждая из которых притягивается к углу тетраэдра (в плотном веществе таких «окружающих» молекул было бы двенадцать). В результате такого слабого уплотнения вода имеет довольно низкую плотность, равную примерно 1 г/см^3; если бы вода была сильно уплотненной, то ее плотность составляла бы около 2 г/см^3. Как известно, тетраэдральная группировка кислородных ионов вокруг кремния приводит к образованию таких кремнистых структур, как кварц и кристобалит. Тетраэдральная группировка зарядов на молекуле воды приводит к образованию аналогичных

структур. Лед имеет структуру, аналогичную тридимиту, который представляет собой кристаллический кремний, образованный путем изменения кристобалитовой структуры. Жидкая вода имеет неустойчивую (эфемерную) структуру, которая тождественна кварцевой решетке, содержащей какое-то количество «случайных» молекул.

Очень легкая структура воды может быть видоизменена локальными центрами сильного притяжения, которые образуются ионами, находящимися в растворе или на поверхностях взвешенных частиц. Сила взаимного притяжения между ионом и диполем воды гораздо значительнее и действует на большем расстоянии, чем это имеет место при взаимодействии двух диполей. Это сильное притяжение создает локальную концентрацию водных молекул, образующих довольно плотную структуру, что, в свою очередь, приводит к локальному (местному) изменению свойств воды. Плотность воды в некоторых местах превышает 1 г/см^3, и это навело на мысль, что вязкость вблизи этих мест отличается от вязкости всей массы воды, хотя опыты Бастоу и Боудена (1935) это не подтвердили. Поэтому надо быть очень осторожным, считая одинаковыми свойства всей массы воды и свойства воды, находящейся у поверхности твердого тела. В глинистых почвах значительная часть всей почвенной воды должна быть отнесена именно к этой категории.

Тепловые колебания молекул жидкой воды лишают это вещество способности сопротивляться сдвигу (об этом уже говорилось), и малейшее срезывающее усилие заставляет скользить один слой воды по другому (соседнему) слою. Однако уже сам факт колебания молекул свидетельствует о том, что невозможно установить, к структуре какого слоя относится та или иная молекула. Молекула медленно движущегося слоя в какой-то момент может перейти в слой, который движется быстрее (и наоборот). Перемещение молекулы из медленно движущегося слоя в слой, движущийся быстрее, стремится замедлить движение «быстрого» слоя (и наоборот). Таким образом, между соседними слоями жидкости, движущимися с разной скоростью, действует сила трения. Это явление и обусловливает вязкость жидкости, которая имеет чрезвычайно важное значение при рассмотрении вопроса о движении жидкости через пористое пространство почвы.

4. СТРУКТУРА ПОЧВЕННОГО ВОЗДУХА

Для наших целей достаточно рассматривать молекулы, образующие почвенный воздух, как молекулы, которые не испытывают взаимного притяжения. Беспорядочное тепловое движение

молекул не встречает никаких препятствий, кроме случайных столкновений одних молекул с другими. Устойчивое состояние почвенного воздуха характеризуется равномерным распределением каждого вида молекул. Эти виды молекул включают в себя азот, кислород, водяной пар и углекислоту. Состав почвенного воздуха отличается от состава наружного воздуха, что объясняется биологической деятельностью почвенной флоры и фауны, включая сюда, конечно, и высшие растения. Различный состав почвенного и атмосферного воздуха обусловливает различия парциальных давлений составных частей воздуха и перемещение этих частей из почвы в атмосферный воздух (или наоборот). Состояние статического равновесия может быть только случайным. Такое движение может иметь место в результате беспорядочного теплового движения молекул. В единицу времени большее число молекул покидает район более высокой концентрации и переходит в соседние районы с меньшей концентрацией, а в обратном направлении движется меньшее число молекул. Это движение всегда происходит в том направлении, при котором обеспечивается равномерное распределение каждого вида молекул. Такое движение называется диффузией газов.

Кроме того, различие в давлении почвенного и атмосферного воздуха может быть вызвано, например, изменением барометрического давления. Такие изменения могут послужить причиной перемещения больших масс воздуха из атмосферы в почву и наоборот. Эти изменения ведут к выравниванию состава почвенного и атмосферного воздуха. Количество различных составных частей почвенного воздуха (особенно кислорода и углекислоты) имеет большое значение для роста растений. Следует отметить, что все эти факторы мы характеризуем понятием «почвенная аэрация». Этот термин часто применяется при обсуждении вопросов, касающихся дренажа сельскохозяйственных земель.

II. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПОЧВЫ

В составе твердых частей обычных почв преобладают минералы[1]. В связи с этим рассмотрение внутренней структуры почвы обычно сводится к рассмотрению свойств этих минералов и их расположения в почве. Мы можем различать «первичные» частицы и «агрегаты» из частиц. Так, например, две частицы полевого шпата могут быть прочно соединены с помощью очень малого количества гидро-

[1] Автор исключает из рассмотрения торфяные почвы, широко распространенные в СССР на дренированных землях.— *Прим. ред.*

окиси железа, и чтобы разделить эти частицы, необходимо «энергичное» химическое вмешательство. Тем не менее такие частицы нельзя считать отдельной первичной частицей, поскольку в ее состав входят различные минералы. Однако не так легко эти различия обнаружить в глинистой фракции почвы, так как некоторые из монтмориллонитовых групп минералов имеют «смешанные» слоевые решетки (монтмориллонит и слюда, например, взаимно «прослаивают» друг друга в одной и той же структуре).

Простейшей физической характеристикой первичных частиц является распределение частиц по размерам (механический состав). В прошлом механическому составу уделялось большое внимание не только потому, что он позволяет объективно охарактеризовать минеральную фракцию почвы, но и потому, что от механического состава часто очень сильно зависят важные в сельскохозяйственном отношении свойства текстуры почвы. Характеристике механического состава теперь не придается такого значения, как это было раньше. Дело в том, что объективное рассмотрение индивидуальных особенностей текстуры следует предпочесть далеко не безупречной эмпирической корреляции, проводимой на основе механического состава. Этот вопрос затрагивается здесь только потому, что удобно пользоваться словом «текстура» для характеристики распределения частиц по размерам.

Для характеристики механического состава почвы чаще всего пользуются методом разделения всей почвы на несколько фракций, отличающихся одна от другой размером частиц. Таков, например, установленный международной конвенцией способ подразделения почвы на четыре фракции (об этом способе уже была речь в разделе I). В соответствии с решением этой конвенции глинистая фракция включает в себя все частицы, размер которых меньше 0,002 мм; другими словами, те частицы, которые оседают в воде при 20° С со скоростью менее 10 см за 8 часов (в опытах, проведенных для выделения глинистой фракции, эта фракция определялась именно таким способом). Так как слово «глина» употребляется во многих контекстах, то здесь уместно уточнить некоторые термины.

Глина — это материал, который используется для изготовления гончарных изделий и кирпича и состоит из различных геологических отложений, начиная с грубых подпочвенных глин и кончая минералогически чистыми глинами, такими, как бентонит и каолин. Глинистые минералы составляют класс минералов, которые в большинстве своем имеют двух- или трехслойные решетки (эти решетки рассматривались в главе 1 раздела I). Эти минералы обычно встречаются в сочетании с другими минералами в подпочвенных глинах. Глинистая почва в сельскохозяйственном отношении является самой тяжелой почвой при обработке. Она

пластична и во влажном виде имеет консистенцию твердого сыра. Такая почва содержит значительную часть глинистой фракции (свыше 40%).

В естественных почвах первичные частицы связаны друг с другом различными веществами, главным из которых является органическое вещество, которое встречается в значительных количествах в верхних слоях почвы. В результате мы обнаруживаем агрегаты частиц, которые не остаются неизменными и «самостоятельными», но которые оказывают некоторое сопротивление кратковременным разрывающим усилиям, возникающим при высушивании и увлажнении. Механизм такого устойчивого сцепления частиц еще недостаточно хорошо изучен.

Там, где органическое вещество содержится в незначительных количествах (например, в более глубоких подпочвенных горизонтах), устойчивость агрегатов частиц, очевидно, зависит от наличия глинистой фракции и ее минералогического характера, а также от видов связанных с ней обменных ионов. Однако в любом случае такая устойчивость менее стабильна, чем та, которая обеспечивается гумусом. При достаточно «энергичной» механической обработке один агрегат частиц может быть разделен на более мелкие агрегаты или на первичные частицы, а так как все методы определения механического состава почвы (например, путем просеивания) требуют применения некоторого механического воздействия на агрегаты частиц, то эти методы оказывают влияние и на определяемое опытным путем распределение частиц по степени крупности[1].

Размер, форма и взаимное расположение первичных частиц предопределяют «геометрию» непрерывного пористого пространства в почве. Объем V, занимаемый частицами данной массы почвы и ее порами, называется кажущимся объемом. Этот объем следует отличать от объема v, который является суммой объемов отдельных твердых частиц. Разность $V - v$ составляет объем пор. Порозность f определяется уравнениями:

$$f = \frac{V - v}{V} \qquad (II,1)$$

или

$$f = \frac{V - v}{V} \cdot 100\%. \qquad (II,2)$$

Коэффициент порозности f', который является отношением объема пористого пространства к объему твердых частиц, определяется из следующих равенств:

[1] В СССР применяется как механический анализ почв с разрушением структуры, так и агрегатный без механического разрушения агрегатов.— *Прим. ред.*

$$f' = \frac{V - v}{v}$$

или

$$f' = \frac{V - v}{v} \cdot 100\%.$$

Пористое пространство является непрерывным, оно не имеет правильной формы, а состоит из отдельных полостей, соединенных между собой более узкими каналами. Хотя, строго говоря, обособленных пор не существует, все же мы можем говорить о распределении пор по размерам. Распределение пор по величине зависит от размеров элементарных частиц почвы: бóльшие частицы образуют бóльшие поры (при прочих равных условиях). Так как механический состав является фактором, влияющим на текстуру почвы, то пористое пространство в агрегатах удобно называть пористым пространством текстуры. Этот термин является синонимом термина «микропористое пространство» и имеет то преимущество, что при пользовании им не возникает трудностей в отношении абсолютных размеров пор. Точно так же как первичные частицы определяют пористое пространство текстуры, так и частицы агрегатов определяют пористое пространство, заключенное между ними. Распределение пор по размерам характеризует распределение агрегатов (по размерам и в пространстве).

Так как формы, размеры и взаимное расположение агрегатов является свойством почвы, известным под названием «структура почвы», то удобно межагрегатное пористое пространство называть пористым пространством структуры. Различие между текстурной и структурной порозностью может быть очень заметным, например, при обработке пахотных земель. При обработке почвы агрегаты разрушаются и первичные частицы в агрегатах распределяются хаотично. В этом случае мы имеем два совершенно различных вида распределения пор по размерам, каждый из которых является «нормальным» и характеризуется ярко выраженными различиями. Однако в других условиях (например, в более глубоких горизонтах глинистых подпочв) агрегаты частиц могут располагаться в виде трехразмерной мозаики — в таком случае пористое пространство структуры бывает «скрыто» так хорошо, что его трудно обнаружить опытным путем. В пористом пространстве находятся почвенная вода и почвенный воздух, поэтому пористое пространство имеет огромное значение при определении водоудерживающей способности почвы и подвижности почвенной воды и почвенного воздуха. Структурная пористость, которая очень трудно поддается наблюдению, может оказывать очень большое влияние на подвижность почвенной воды.

Частицы и агрегаты частиц не являются правильными геометрическими фигурами, и поэтому не так легко выбрать способ

определения их размеров. Практически эти размеры характеризуют скорость осаждения частиц в воде или размеры ситовых ячеек. Как мы увидим в главе 3 раздела III, выбор этого способа зависит также от техники выполнения эксперимента.

Перевод Ф. И. Бохина и Л. Ю. Морейно

III. СТАТИЧЕСКОЕ РАВНОВЕСИЕ ПОЧВЕННОЙ ВОДЫ

1. МЕХАНИЗМ УДЕРЖИВАНИЯ ВОДЫ ПОЧВОЙ

Известно, что для извлечения воды из почвы необходимо отсасывание[1]. Чем больше будет величина отсасывания, тем больше воды будет извлечено из образца, то есть тем меньше будет содержание влаги в почве после достижения равновесия при данной величине отсасывания. Наша задача состоит в том, чтобы определить взаимосвязь между содержанием воды и величиной отсасывания, а так как решение этой задачи зависит от природы сил, которые удерживают воду в порах почвы, то прежде всего нам необходимо классифицировать различные механизмы удерживания воды в почве.

Если мы извлекаем воду из почвы, которая совсем не деформируется (не сжимается) по мере ее обезвоживания или деформируется очень незначительно, то в пространство пор должен входить воздух. Следовательно, в почве должна существовать поверхность раздела воды и воздуха. Если количество воды в почве превышает то наименьшее количество, которое необходимо для образования вокруг отдельных частиц почвы водяной пленки толщиной в несколько молекул, то водно-воздушная поверхность будет соприкасаться с поверхностями соседних частиц и будет находиться в подвешенном состоянии, «опираясь»

---

[1] Термин suction в отечественной литературе обозначается по-разному: всасывание, отсасывание, всасывающая сила почвы, вакуум при неполном насыщении, натяжение.

Это явление вызывается наличием свободной поверхностной энергии по разделу двух фаз: жидкой и газообразной. В силу геометрии пористой среды жидкость (способная передвигаться и передавать давление), находящаяся вблизи точек контакта частиц почвы, имеет всегда вогнутую поверхность раздела с почвенным воздухом, что и вызывает уменьшение давления внутри жидкости по сравнению с давлением в почвенном воздухе, которое принимается равным атмосферному. Эта разность давлений проявляется в явлении «всасывания». Учитывая некоторое различие терминов «отсасывание» (внешнее воздействие) и «всасывание» (внутреннее свойство почвенной влаги), остановим свой выбор на последнем термине; термины «сила отсасывания» или «сила всасывания» неточны, так как величина всасывания определяется давлением, а не силой.— *Прим. ред.*

на эти частицы, как показано на рисунке 1. Таким образом мы имеем массу воды, отделенную от воздуха неровной поверхностью. Как мы увидим в следующем разделе, такая поверхность может поддерживаться только за счет всасывающего напряжения, действующего на воду. Отсюда следует, что поверхностное натяжение, действующее на водно-воздушной поверхности, является одним из механизмов удерживания воды в почве.

С другой стороны, если почва состоит преимущественно из частиц, которые имеют на поверхности электрический заряд (например, минералы глины и гумус), то, как мы увидим в разделе III (глава 4), эти частицы отталкиваются друг от друга, находясь во взвешенном состоянии в воде, и чем они ближе друг к другу, тем больше сила отталкивания. Удаление воды в этом случае заставляет частицы ближе сходиться друг с другом. Под действием явления всасывания почва принудительно сжимается; при его уменьшении частицы расходятся (раздвигаются), и происходит впитывание воды. Такое взаимодействие заряженных частиц является вторым механизмом удерживания воды в очень влажной почве.

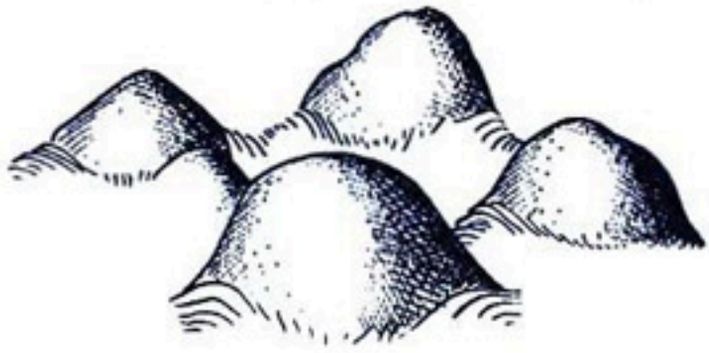


Рис. 1. Водно-воздушная поверхность раздела в подвешенном состоянии между частицами почвы.

В сельском хозяйстве мы обычно не имеем дело со столь низким содержанием влаги, при котором так сильно сказывается влияние двух описанных механизмов удерживания влаги, поэтому упомянем здесь еще и другие силы, удерживающие воду, не рассматривая их очень подробно.

Молекулы воды, которые находятся на близком расстоянии от поверхности твердого тела, испытывают притяжение, обусловленное электрическими силами взаимодействия между диполями воды и поверхностными ионами твердого тела. Для удаления этих молекул необходимо приложить сравнительно большие усилия. Кроме того, между отдельными слоями (сэндвичами) монтмориллонита водные молекулы удерживаются довольно сильно, когда эти слои находятся очень близко друг от друга (например, в «сухих» почвах). Можно удалить больше воды, если в минералах соединяются гидроксильные ионы: каждая пара таких ионов «отдает» кислородный ион в структуру минералов, а остаток этой пары ионов образует молекулу воды. Все эти удерживающие силы так велики, что силы отсасывания, необходимые для извлечения воды, могут возникнуть только при сочетании низкого давле-

ния пара и высокой температуры. Температуры, при которых определенные группы водных молекул покидают структуры минералов, являются характерными для определенных минералов и могут быть использованы при минералогическом анализе смесей. Эффект такого рода усиливает действенность дифференциального теплового метода анализа (ле Шателье, 1887; Нортон, 1939).

2. ИЗМЕРЕНИЕ ВСАСЫВАНИЯ ПОЧВЕННОЙ ВОДЫ

Хотя обычно говорят об измерении всасывания почвенной воды, в действительности же почти всегда имеют дело с измерением всасывания во внешнем слое воды, который находится в «состоянии равновесия» с почвой. На основе этих измерений можно сделать выводы о величине всасывания во внутренних слоях почвенной воды, например, проводя такие измерения в песке. В других случаях этого сделать нельзя — например, имея дело с глиной. Но в последнем случае измерение внутреннего всасывания мало что дает, так оно изменяется от точки к точке в широких пределах, в то время как отсасывание в наружном слое воды поддается определению и имеет большое значение.

Если всасывание почвенной воды измеряется непосредственно манометрическим способом, то необходимо обеспечить контакт между почвенной водой и внешним слоем воды, который находится под действием вакуума. Во всех почвах, за исключением почв, насыщенных водой, имеется непрерывное пористое пространство, заполненное воздухом[1]. Если манометр помещен в почву, его «контактирующий» конец открыт для атмосферного воздуха, заполняющего поры. Другой (открытый) конец манометра также выведен в атмосферу, поэтому манометр будет показывать силу всасывания, равную нулю. Столб воды в «контактирующем» колене отрывается от почвы, что делает манометр непригодным для определения силы отсасывания почвенной воды. Эта помеха устраняется путем применения различных мембран: пластин из пористого стекла, неглазурованной керамики, мембран из целлофана, синтетических пленок, употребляемых в колбасном производстве, и т. п. Мембрана устанавливается между почвой и наружной водной средой, находящейся под действием всасывания со стороны почвы (см. рис. 2).

Как мы увидим в главе 3, если такая мембрана пропитана водой, то потребуется значительная величина отсасывания для

[1] Имеет место при малых влажностях. При определенной влажности почвы, меньшей влажности при полном насыщении, воздух в почве может содержаться в виде зажатых разобщенных пузырьков, при этом он перестает быть «сплошной средой», или «континиумом».— *Прим. ред.*

извлечения какого-нибудь количества воды из пространства пор. Величина всасывания, при которой воздух начинает входить в пространство пор мембраны, зависит от размера наиболее крупных пор. Чем меньше эти поры, тем больше величина всасывания. Если воздух не проникает в поры мембраны, то он не может прийти в соприкосновение с водной системой манометра и вывести прибор из действия. Следовательно, там, где почвенный воздух находится в контакте с мембраной, он не может проникнуть через эту мембрану в водную систему манометра (рис. 2). Наибольшая величина всасывания, которая может быть определена таким путем, зависит

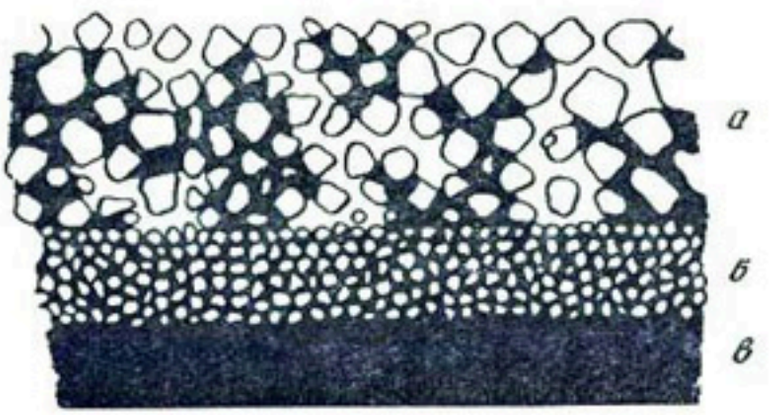


Рис. 2. Пористая мембрана *б* обеспечивает неразрывность между водой в почвенном образце *а* и внешней водной средой *в*, находящейся под действием всасывания.

от природы мембраны и равна величине отсасывания[1], при которой воздух начинает проникать в поры мембраны. Прибор, служащий для этой цели, показан на рисунке 3,*а*. Поскольку пользование водяным манометром при высоте водяного столба 1—2 м затруднено, часть водяного столба можно заменить ртутью (рис. 3, *б*). Величина всасывания в почве in situ может быть измерена путем помещения на нужную глубину мембраны, имеющей форму цилиндрической или конической колбы, в которой находится вода и которая соединена с водно-ртутным манометром, помещенным над поверхностью почвы (рис. 3, *в*). Этот прибор называется тензиометром (Гарднер, Израэльсен, Эдлефсен и Клайд, 1922; Ричардс, 1928; Роджерс, 1935; Ричардс и Гарднер, 1936).

Способ применения тензиометров с водяным манометром при определении больших величин всасывания основывается на использовании центрифуги. Если прибор, показанный на рисунке 3,*а*, сконструировать так, чтобы он вращался с большой скоростью вокруг оси, перпендикулярной плоскости рисунка и пересекающей ось манометрической колонки, то центробежное ускорение

[1] То есть разности давлений.— *Прим. ред.*

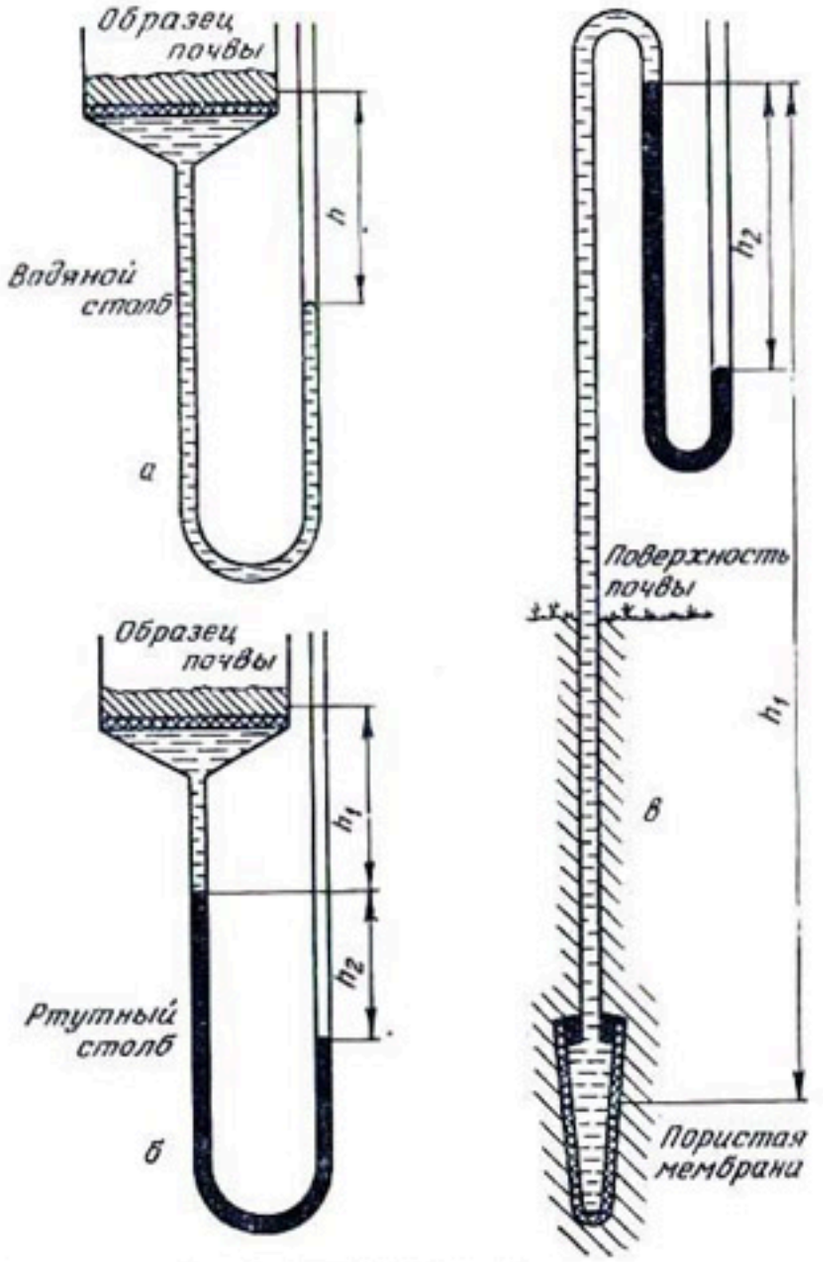


Рис. 3. Приборы для измерения всасывания:

а — пористая мембрана и водяной манометр; всасывание равно $g\varrho h$ дин/см³, где ϱ — плотность воды; *б* — водно-ртутный манометр для измерения бо́льшего всасывания, которое равно $g\varrho h_1 + g\varrho' h_2$, где ϱ' — плотность ртути; *в* — тензиометр для измерения сосущей силы почвенной воды на месте в поле; всасывание равно $g\varrho' h_2 - g\varrho h_1$.

заменит гравитационное ускорение g и может намного превысить его. Если расстояние от почвенного образца до оси вращения обозначить через r_1, а расстояние от водной поверхности в открытом колене манометра — через r_2, то при скорости вращения n оборотов в секунду всасывание почвенной влаги будет равно[1]

$$s = 4\pi^2 n^2 \varrho h \frac{(r_1 + r_2)}{2} \qquad \text{(III,1)}$$

[1] Отметим, что С. И. Долгов (Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. М.—Л., 1948) показал на неточность формулы III, 1, в которой множитель должен быть взят вдвое меньшим.— *Прим. ред.*

в отличие от вышеописанных случаев, в которых

$$s = g\varrho h, \qquad \text{(III,2)}$$

где ϱ — плотность воды;
h — расстояние, на которое мениск в открытом колене манометра опускается ниже образца почвы, то есть представляет собой разницу между r_2 и r_1 в случае применения центрифуги (Рассел и Ричардс (1938) создали центрифугу такого типа для практического применения).

Непосредственное манометрическое измерение отсасывающей силы почвенной воды неосуществимо, если воздух свободно проникает через мембрану. Средством против этого является подбор мембран, рассчитанных на соответствующее всасывание. В настоящее время эта задача не представляет большого труда. Более трудный случай возникает тогда, когда отсасывание превышает барометрическое давление. Атмосферное давление, действующее на поверхность воды в открытом колене манометра, не может поддерживать столб воды в закрытом колене, ведущем к мембране, так как высота этого столба больше барометрической высоты. Поэтому такая высокая сосущая сила должна измеряться косвенными методами. Основной из этих методов заключается в определении точки замерзания почвенной воды или в определении относительной влажности воздуха, находящегося в равновесии с почвой. На основании одного из этих двух измерений можно определить с достаточной точностью величину всасывания почвенной воды.

В учебниках по термодинамике указывают, что на относительную влажность слоя воздуха, находящегося над поверхностью водного раствора, влияет осмотическое давление этого раствора и гидростатическое давление. Относительная влажность может быть выражена как отношение $\frac{p}{p_0}$, где p — давление пара, находящегося в равновесии с раствором, когда сумма осмотического давления и всасывания равна h см водяного столба, а p_0 — давление пара при отсутствии этих факторов. Соответствующее равенство выглядит следующим образом:

$$\ln \frac{p}{p_0} = \frac{gmh}{RT}, \qquad \text{(III,3)}$$

где g — ускорение силы тяжести;
m — молекулярный вес воды;
R — газовая постоянная и
T — абсолютная температура (по шкале Кельвина).

Таким образом, измерение относительной влажности позволяет определить величину h. Если можно определить осмотическое давление (что редко удается в условиях, которые диктуют

необходимость прибегнуть к методам измерения давления пара) или если имеются основания пренебречь осмотическим давлением, то тогда величина всасывания может быть вычислена. Так как относительная влажность в пределах от 0,99 до 1,00 не может быть определена с большей точностью, то всасывание, величина которого меньше $14 \cdot 10^6$ см водяного столба (14 атмосфер), не может быть измерено[1] при этом методе.

Второй (косвенный) метод определения всасывания основан на зависимости точки замерзания раствора от осмотического давления. Поскольку точка замерзания есть та температура, при которой давление пара надо льдом равно давлению пара над раствором, то любой фактор, влияющий на давление пара, влияет также и на точку замерзания. Взаимосвязь между точкой замерзания и всасыванием зависит от того, действует ли на образовавшийся лед всасывание или не действует. Кажется весьма вероятным, что в условиях, сопровождающих замерзание почвенной воды, имеет место следующая взаимосвязь (Скофилд, 1935; Эдлефсен и Андерсон, 1943):

$$T_0 - T = \frac{gT_0 h}{L}, \qquad \text{(III,4)}$$

где T — точка замерзания при наличии всасывания и осмотического давления, сумма которых равна h см водяного столба;

T_0 — точка замерзания при отсутствии этих факторов;

L — скрытая теплота плавления льда в эргах на грамм.

Прежде чем применить эту формулу для определения сосущей силы почвенной воды, необходимо сделать те же самые оговорки об осмотическом давлении, которые были сделаны в отношении методов давления пара. Путем подстановки цифр в формулу (III, 4) легко показать, что температура замерзания понижается приблизительно на $8 \cdot 10^{-5}$ ° С при изменении давления всасывания на 1 см водяного столба, или на 0,80° С на 1 атм. Этот метод пригоден для измерения давления всасывания в промежутке от 1 атм. (предел измерения манометром) до 14 атм. (нижний предел при использовании методов давления пара).

3. УДЕРЖИВАНИЕ ВОДЫ ПОЧВОЙ СИЛАМИ ПОВЕРХНОСТНОГО НАТЯЖЕНИЯ

Воздух и вода, находящиеся в пространстве пор ненасыщенной и несжимаемой почвы, отделены друг от друга поверхностью, на

[1] Отметим, что, как это часто делается в технической гидравлике, автор величину давления условно выражает в сантиметрах водяного столба.— *Прим. ред.*

которой действует поверхностное натяжение σ[1]. Эта поверхность раздела является обычно кривой, и для сохранения кривизны этой напряженной поверхности необходимо наличие всасывающего давления s почвенной воды. Порозное пространство не имеет правильной формы, поэтому и кривизна поверхности раздела в различных точках неодинакова. Единственным общим свойством всех точек этой поверхности является то, что кривизна поверхности раздела обеспечивается одинаковым всасывающим давлением, поскольку вода, в которой оно действует, «непрерывна». Будем

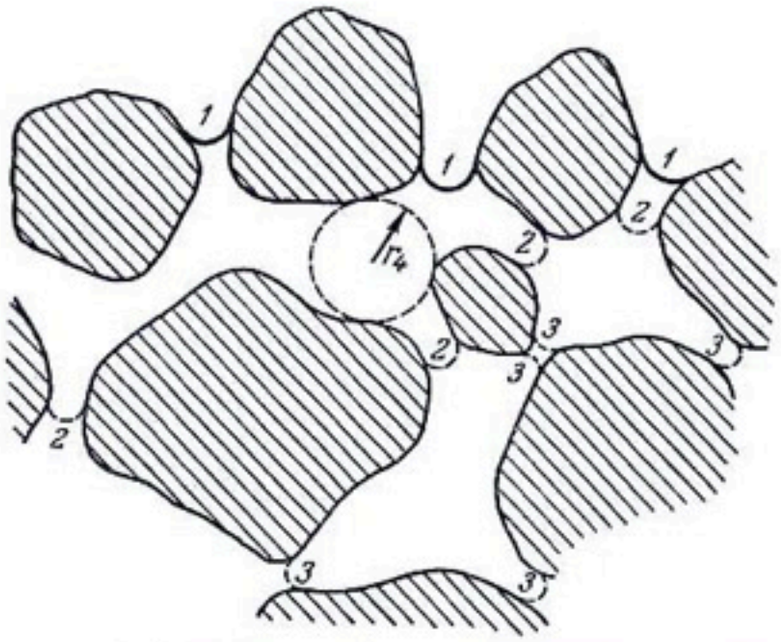


Рис. 4. Стадии изменения содержания влаги в несжимающейся почве. Положения водно-воздушной поверхности раздела, соответствующие каждой стадии, указаны цифрами.

характеризовать эту кривизну эффективным радиусом подобно тому, как это делается при характеристике частиц неправильной формы (при определении механического состава почвы).

Если поверхность раздела находится в капилляре с радиусом сечения r, то мы говорим, что эта поверхность имеет полусферическую форму (радиус полусферы r) и создается за счет действия поверхностного натяжения:

$$s = \frac{2\sigma}{r}. \qquad \text{(III,5)}$$

Пространство пор состоит из полостей разных размеров, которые соединяются друг с другом каналами (порами-капиллярами) различной ширины, как показано на рисунке 4. Капилляр, «эффек-

[1] Коэффициент поверхностного натяжения имеет размерность [сила/длина], например, кг/м или дина/см.— *Прим. ред.*

тивный радиус» которого в наиболее узкой части равен r_1, поддерживает поверхность раздела с радиусом кривизны r_1 (или больше). Эта поверхность находится под действием всасывания s_1 (или меньше). Взаимосвязь r_1 и s_1 показана в уравнении III,5. Если всасывание превышает s_1 (допустим, что оно возросло до s_2), то поверхность раздела должна передвинуться по капилляру с радиусом r_1. Разумеется, она не может задержаться в большей полости, которая перед ней открывается. Поверхность раздела будет отступать через пространство пор, из которого будет уходить вода и которое будет заполняться воздухом до тех пор, пока эта поверхность не подойдет к каналу с радиусом r_2 (или меньше), в котором она может остановиться; обе эти величины r_2 и s_2 взаимосвязаны уравнением (III,5). Если всасывающее давление возрастает непрерывно, то будет отводиться все большее количество воды. Остающаяся вода будет находиться только в порах, входные отверстия которых будут становиться все меньше и меньше. На рисунке 4 показаны три следующие одна за другой стадии равновесия поверхности раздела. Есть основания предположить, что бóльшие каналы являются входом в бóльшие поры (очевидно, что бóльшие каналы не могут быть входом в небольшие поры). Из сказанного можно сделать вывод, что по мере увеличения всасывания количество остающейся воды уменьшается, причем эта вода находится в порах, которые становятся все меньше и меньше. На рисунке 5 показана зависимость влажности почвы от величины всасывания в условиях, описанных выше. Этот график иллюстрирует и распределение размеров пор. Так, например, объем воды ΔV, показанный на рисунке 5, удерживается всасыванием s_1, но теряется при всасывании s_2. Под объемом ΔV подразумевается объем пор, освобождающихся при переходе поверхности раздела из каналов с радиусом r_1 в каналы с радиусом r_2.

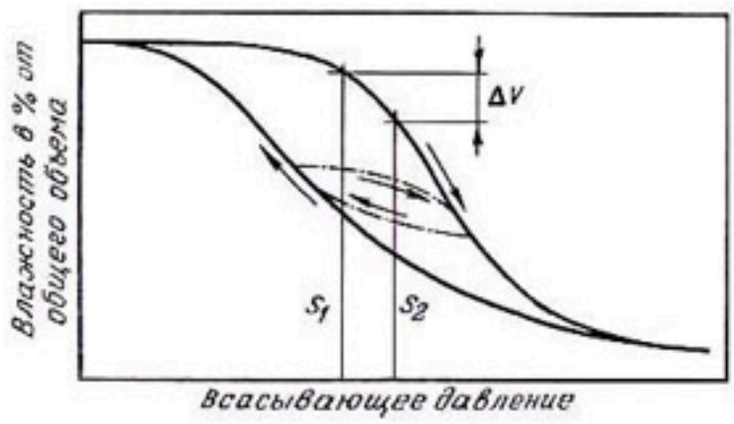


Рис. 5. Кривая влажности в несжимающейся почве. Стрелки показывают, происходит ли высыхание или увлажнение почвы. Штрих-пунктирной кривой показана петля внутреннего, или частичного, гистерезиса.

Если всасывание постоянно уменьшается, а не увеличивается, то и условия будут совершенно другими. На рисунке 4 поверхность раздела перемещалась от положения 1 к положению 2 (от 1-й ко 2-й стадии), когда сосущая сила возрастала от s_1 до s_2. Если всасывание уменьшится от s_2 до s_1, поверхность раздела не

займет положение, соответствующее 1-й стадии, потому что для этого она должна была бы подняться обратно по по́ре большего радиуса, например r_4.

Следовательно, всасывание должно уменьшиться до s_4, чтобы поверхность раздела заняла положение 1 (а не до более высокой величины s_1). Отсюда следует, что, когда вода впитывается почвой, всасывание при любой влажности будет меньше, чем то, которое имеет место при той же влажности почвы при удалении воды из почвы. Сказанное иллюстрируется рисунком 5. Этот необратимый процесс известен под названием гистерезисный цикл, а петля, представляющая этот цикл на рисунке 5, называется петлей гистерезиса.

Процесс отсасывания воды может быть в любой момент приостановлен и пойти в обратном направлении (см. рисунок 5, где внутри главной петли гистерезиса показана петля частичного гистерезиса). Кривые, показанные на рисунке 5, в дальнейшем мы будем называть характеристиками влажности.

Кроме почвы, имеются другие несжимающиеся пористые материалы, у которых характеристики влажности зависят от распределения пор по размерам. Некоторые из таких материалов используются как средство для измерения содержания воды в почве. Например, в блоке из алебастра (обожженного гипса), который помещен в почву, через некоторое время будет действовать та же величина всасывания, что и в почве, окружающей этот блок. Влажность алебастрового блока будет находиться в соответствии с характеристикой влажности алебастра, в то время как влажность почвы должна соответствовать характеристике влажности почвы. Если обе характеристики известны, то измерение содержания влаги в алебастре даст нам возможность определить величину всасывания, что, в свою очередь, позволит нам определить влажность почвы. Содержание влаги в алебастре может быть определено с помощью взвешивания алебастра, который отформован в виде конусной пробки. Эта пробка вставляется в коническое отверстие, которое находится в алебастровом блоке, постоянно зарытом в землю (Дэвис и Слейтер, 1942)[1]. Блок можно легко извлекать на поверхность для взвешивания и устанавливать затем на место. Содержание воды в алебастровых (гипсовых) блоках можно определить путем измерения сопротивления между электродами, вставленными во время отливки блоков (Флетчер, 1939; Байюкос и Мик, 1940).

Чтобы избежать промежуточных стадий расчета, требующих знания характеристик влажности, приборы калибруют соответственно почвам, в которых эти приборы предполагается применять.

[1] В СССР значительно раньше применялся В. Г. К о р н е в ы м (Журн. опытн. агрон., т. 22, отд. 1, Л., 1924), затем С. И. Д о л г о в ы м и другими исследователями.— *Прим. ред.*

Для успешного использования этого метода важно, чтобы зарываемый в землю блок соответствовал типу почвы[1]. Среди множества материалов, которые подходят для изготовления этих блоков, следует назвать стеклянное волокно и нейлоновую ткань (Байюкос и Мик, 1948; Кольман и Хендрикс, 1949).

4. УДЕРЖИВАНИЕ ВОДЫ СИЛАМИ, ВОЗНИКАЮЩИМИ ПРИ ОТТАЛКИВАНИИ ЧАСТИЦ [2]

Такие составные части почвы, как глина и гумус, находясь во взвешенном состоянии в воде, «выделяют» слабо связанные с ними ионы и ведут себя как крупные заряженные частицы, или мицеллы. Будучи довольно крупными, они не совершают столь заметные тепловые движения (Броуновское движение), как это делают значительно меньшие ионы. Таким образом, они действуют как сравнительно стационарные центры притяжения ионов противоположного знака и как центры отталкивания ионов одного с ними знака. Поскольку почвенные мицеллы обычно заряжены отрицательно, мы будем говорить о них как о частицах, которые отталкивают анионы и притягивают катионы. Последние будут включать в себя как те катионы, которые отделились от почвенных частиц, так и те, которые попали в раствор не из почвы.

Ионы в растворе испытывают воздействие двух сил. Притяжение или отталкивание представляют собой «отделяющие» силы. Эти силы собирают все катионы на поверхности мицеллы, а все анионы — на поверхностях, удаленных от мицеллы на столь далекое расстояние, насколько это возможно. С другой стороны, тепловое движение ионов является беспорядочным (как в отношении скорости, так и в отношении направления), так что в каждом данном диапазоне направлений с постоянной средней скоростью движется постоянная доля общего количества ионов. Таким образом, обмен ионами между различными частями раствора с низкой и высокой концентрациями всегда стремится выравнить концентрации. Если бы имела место только такая диффузия, то конечное

[1] Отметим, что помимо указанного автором недостатка (необходимость тарировки) применение тензиометров для измерения всасывающего давления в почве в полевой обстановке связано со следующими недостатками: 1) влияние осмотического давления, которое искажает результаты при работе на засоленных почвах; 2) «инерционность» прибора: отставание в показаниях ввиду значительного сопротивления фильтра, что не позволяет применять прибор в очень важных случаях нестационарного режима; 3) влияние (иногда значительное) температурных градиентов.— *Прим. ред.*

[2] В этом разделе, к сожалению, не нашли отражения важные результаты, полученные К. К. Гедройцем, Б. В. Дерягиным и другими советскими учеными; описание этих результатов можно найти в книге А. А. Роде «Почвенная влага». Изд. АН СССР, М., 1952.— *Прим. ред.*

состояние должно характеризоваться одинаковой концентрацией ионов во всех частях раствора. В том случае, когда в растворе находятся молекулы нейтральной соли, фактически сказывается действие только одной диффузии, так как заряженные мицеллы не притягивают и не отталкивают эти молекулы, благодаря чему концентрация нейтральной соли в растворе повсюду является равномерной. Ионы, однако, испытывают воздействие как отделяющих (сегрегационных), так и диффузионных сил, поэтому окончательное состояние равновесия является средним (промежуточным) между состоянием полного отделения и состоянием полной равномерности пространственного распределения. Этот процесс подобен осаждению мельчайших частиц в воде или молекул газа в атмосфере, где гравитационные силы стараются осадить все частицы в виде слоя на дне, а диффузионные силы стремятся распределить эти частицы равномерно. В результате образуется среднее (промежуточное) распределение, которое характеризуется увеличением степени концентрации с уменьшением высоты в соответствии с хорошо известным законом логарифмической кривой.

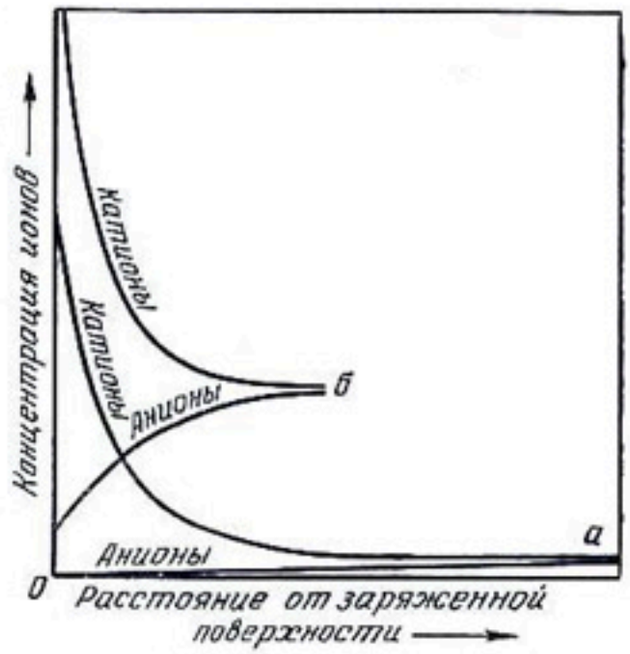


Рис. 6. Распределение ионов в слое Гу у отрицательно заряженной поверхности. Кривые *а* и *б* построены для одной и той же поверхности, но концентрация ионов в спокойном растворе *б* в 10 раз больше, чем в растворе *а*.

Распределение катионов и анионов вблизи мицеллы не такое простое, как описано выше, но в общем оно соответствует описанному правилу Гу (1910). Это распределение в значительной степени зависит от валентности и концентрации ионов в растворе перед прибавлением глины или гумуса, а также от плотности заряда на поверхности мицеллы. На рисунке 6 показаны кривые распределения при разных валентностях и концентрациях, построенные по методу Веруэй и Овербика (1948, стр. 25—32). Вблизи мицеллы концентрация катионов превышает концентрацию анионов, так что здесь образуется чистый положительный заряд. Плотность этого заряда является максимальной на поверхности мицеллы и по мере удаления от мицеллы асимптотически приближается к нулю. Эта зона заряженного раствора называется диффузионным слоем, потому что она имеет плохо выраженную внешнюю границу, или слоем Гу (по имени ее первого исследователя).

Простая теория Гу не учитывает конечные размеры ионов в растворе и во многих случаях «предсказывает» недопустимо высокую концентрацию ионов вблизи поверхности мицеллы. В этом месте сила, противодействующая электрическому притяжению, в действительности не является тепловой диффузионной силой. Эта сила является просто физическим препятствием, которое создается ионами вблизи поверхности мицеллы. Равновесие ионов в этих условиях было объяснено Штерном (1942), и заряженная зона вблизи мицеллы может быть названа слоем Штерна. Этот слой, находящийся у самой поверхности мицеллы, сливается со слоем Гу на расстоянии около 5 ангстрем от поверхности мицеллы.

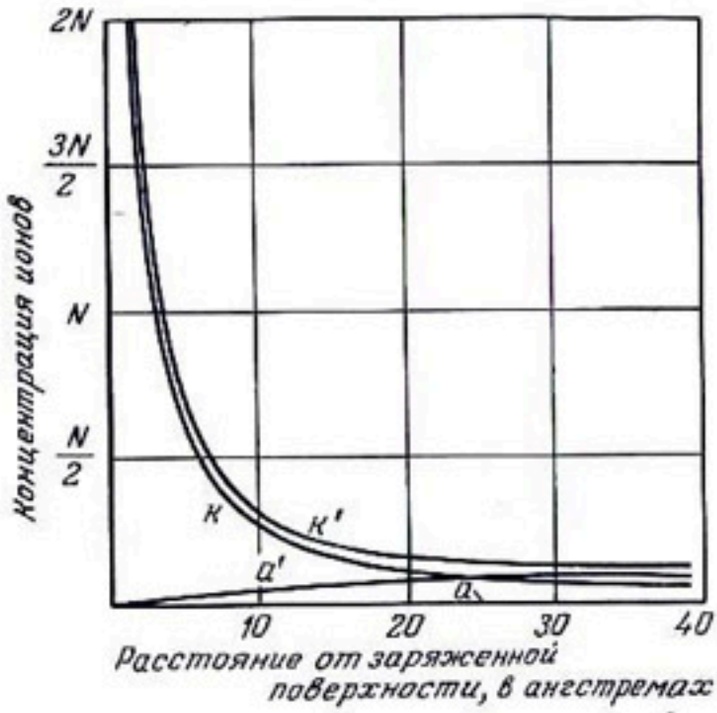


Рис. 7. Распределение ионов в слое Гу между двумя параллельными плоскостями монтмориллонитовых кристаллов с обменной базой 100 миллиэквивалентов на 100 г (расстояние между этими плоскостями 80 ангстрем). Так как слой является симметричным относительно средней плоскости, на чертеже показана только половина этого слоя. Кривая a, совпадающая с горизонтальной осью координат, показывает концентрацию анионов для пластинок, находящихся в растворе одновалентных ионов (N/1000). Кривая k показывает концентрацию катионов. Кривые a' и k' построены для раствора одновалентных ионов (N/10).

В том случае, когда две мицеллы, каждая из которых имеет слой Гу, приближаются друг к другу, в суспензии может создаться положение, при котором пространство между мицеллами будет слишком мало, чтобы свободно вместить оба образовавшихся слоя. Такой случай показан на рисунке 7, где распределение анионов и катионов является симметричным относительно средней плоскости, проходящей между заряженными плоскостями. Из-за ограниченного расстояния между заряженными поверхностями концентрации катионов и анионов не достигают равенства в любой точке, и вследствие этого общая концентрация растворенных молекул и ионов всех родов будет выше в средней точке между заряженными поверхностями, чем в более удаленной части раствора за пределами слоя Гу. Вследствие сказанного осмотическое давление, возникающее между мицеллами, превышает давление во внешнем растворе. По законам термодинамики

из этого следует, что при таком равновесии разница в осмотическом давлении сопровождается такой же разницей гидростатического давления. Избыток гидростатического давления P между мицеллами обусловливает силы взаимного отталкивания, под действием которых мицеллы будут удаляться друг от друга, если они будут иметь такую возможность. Давление отталкивания может быть рассчитано, если известны плотность заряда на поверхности мицеллы, расстояние между противоположными поверхностями, валентность и концентрация ионов в растворе в точках, удаленных от мицелл (Веруэй и Овербик, 1948, стр. 66—74; Чайлдс, 1954). На рисунке 8 построены некоторые кривые отталкивания для

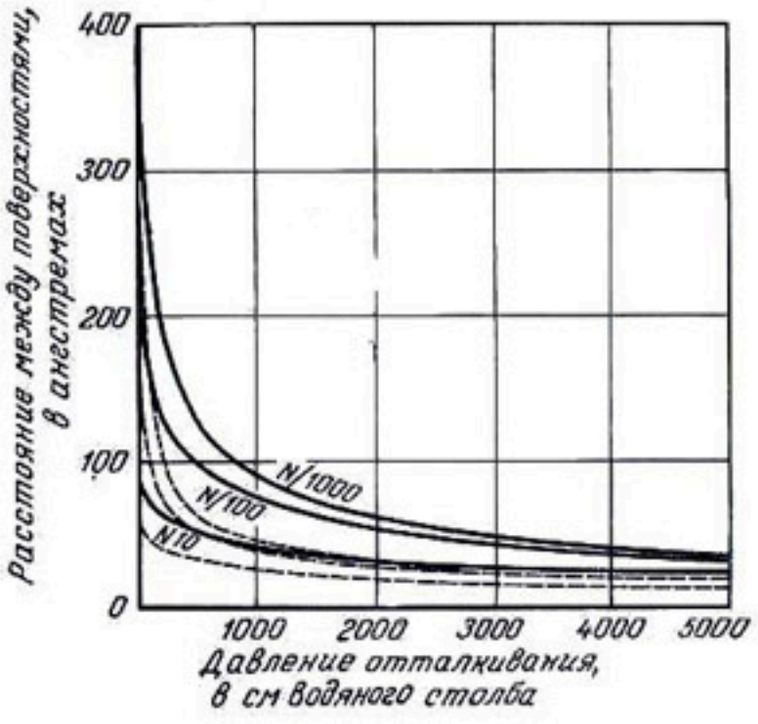


Рис. 8. Давление отталкивания между монтмориллонитовыми пластинками, показанными на рисунке 7, как функция расстояния между этими пластинками. Сплошные кривые построены для кристаллов в растворах одновалентных ионов указанных концентраций. Штриховые кривые — для двухвалентных ионов таких же трех концентраций. Во избежание путаницы показатели концентраций опущены, но они расположены в том же порядке, как и на кривых для одновалентных ионов.

данной плотности поверхностного заряда в различных растворах. Способ построения этих кривых может быть обобщен следующим образом.

Вначале нужно определить плотность заряда ζ на поверхности мицеллы, исходя из емкости обменных оснований данного материала и толщины мицеллы. Можно предположить, что в монтмориллоните мицеллы представляют собой единую трехслойную решетку толщиной t, равной примерно $9{,}5 \cdot 10^{-8}$см. Если обменная способность равна c миллиэквивалентам на 100 г, то

$$\zeta = 3{,}62ct \times 10^9 \text{ электростатических единиц.} \qquad \text{(III,6)}$$

В этой формуле взята в расчет плотность глины, которая принята равной 2,5 г/см³. Затем нужно выбрать величину P — силу отталкивания, для которой следует рассчитать расстояние между мицеллами и подсчитать параметр u, который в действительности является мерой электрического потенциала в средней точке между плоскостями мицелл. Если P выражено в атмосферах, то

$$P = 5 \times 10^{-2} \left(\frac{n_0}{\nu}\right) (\operatorname{ch} u - 1), \qquad \text{(III,7)}$$

где n_0 — концентрация, определенная при нормальной температуре;

ν — валентность ионов в растворе, «покой» которого не нарушается присутствием мицелл.

Далее рассчитывается параметр z путем подстановки в нижеследующее уравнение величин ζ и u, определяемых по формулам (III,6) и (III,7):

$$\zeta^2 = 6{,}35 \times 10^8 \left(\frac{n_0}{\nu}\right) (\operatorname{ch} z - \operatorname{ch} u). \qquad \text{(III,8)}$$

Имея значение величин z и u (z в данном случае является мерой электрического потенциала на поверхности мицеллы), мы из нижеследующей формулы находим величину

$$\xi = 2e^{\frac{-u}{2}} \left(F\left(e^{-u}, \frac{\pi}{2}\right) - F\left(e^{-u}, \arcsin e^{\frac{u-z}{2}}\right)\right). \qquad \text{(III,9)}$$

Функция F является эллиптическим интегралом, значения которого даются в таблицах Янке и Эмде (1938)[1]. Веруэй и Овербик (1948, страница 68) приводят таблицу, построенную на основе уравнения (III,9). По этой таблице величина ξ может быть получена путем прямого интерполирования, если известны u и z. Расстояние $2d$ между мицеллами для определения отталкивания P находится путем подстановки величины ξ из уравнения (III,9) в следующее уравнение:

$$\xi = 3{,}24 \times 10^7 (n_0\nu)^{\frac{1}{2}} d. \qquad \text{(III,10)}$$

Давление отталкивания P может способствовать разделению мицелл только в том случае, если имеется достаточно пространства в растворе для того, чтобы это происходило без вторжения других мицелл в слои Гу. Если масса глины (т. е. общий объем

[1] Есть русский перевод работы Е. Янке и Ф. Эмде «Таблицы функций», ОГИЗ — Гостехиздат. М.—Л., 1948; значения эллиптических интегралов можно найти во многих справочниках.— *Прим. ред.*

глинистых частиц и раствора) имеет ограниченный объем, при котором слои Гу входят друг в друга, то давление отталкивания будет стремиться разделить частицы, но разделение будет лишь в том случае, если глина будет находиться в контакте с массой воды, которая может засасываться в межмицеллярное пористое пространство, по мере того как мицеллы будут отталкивать друг друга. Впитывание воды, сопровождающееся набуханием глины, может быть предотвращено путем контакта с телом, содержащим воду. Эта вода может развить всасывание внутри мицелл, достаточное для того, чтобы нейтрализовать отсасывающее действие, оказываемое глиной.

Легко показать, что необходимая величина всасывающего давления равна давлению отталкивания. Допустим, например, что образцом почвы является глина, размещенная на пористой стеклянной пластине аппарата, показанного на рисунках 3.*а* или 3.*б*. Манометр показывает, что всасывание по другую сторону пластины равно s. Так как мы рассматриваем случай равновесия, то давление между мицеллами глины, которое старается разделить их, должно равняться атмосферному давлению, которое действует на глину с внешней стороны и старается сблизить мицеллы, то есть гидростатическое давление между мицеллами (избыток давления над атмосферным) равно нулю. С другой стороны, гидростатическое давление между мицеллами должно быть выше давления во «внешнем» растворе (в этом случае внешнее тело «раствора», свободное от глины, находится как раз под пористой стеклянной пластинкой).

Это превышение давления равно P, которое встречается в уравнениях с (III,6) до (III,10), и этот избыток давления может быть сохранен в случае нулевого гидростатического давления в глине за счет приложения отсасывающего давления s к внешнему раствору. Причем это давление должно быть по величине равно давлению отталкивания P. Это измеренное отсасывающее давление s фактически является давлением, которое мы назвали всасывающим давлением почвы (suction). Поскольку последняя связана с разделением мицелл глины (то есть с содержанием влаги в глине) таким же образом, как и P, шкала горизонтальной оси координат на рисунке 8 может рассматриваться как шкала давлений отталкивания между мицеллами или как шкала всасывающей силы глинистой почвы (в зависимости от обстоятельств). Это может быть истолковано и как характеристика влажности, когда опыт с усадкой показывает, что убыль воды не сопровождается вхождением воздуха в пространство пор.

Гистерезис может показаться невозможным в почвах, подверженных усадке, так как здесь отсутствуют необратимые стадии уменьшения влажности почвы. Гистерезис, однако, имеет место

и в глинах, хотя в литературе не приводят кривые усадки и гистерезиса для одного и того же материала, которые требуются для объяснения гистерезиса на основе теории слоя Гу. Правдоподобное объяснение для таких грунтов можно дать лишь в описательном порядке, но не в точных количественных выражениях. Например, маловероятно, что масса глины состоит из большого количества параллельных кристаллических пластинок, как это предполагается в количественных расчетах теории Гу, так что увеличение всасывания почвы может ориентировать пластинки так, чтобы они занимали более параллельное положение, а также приближать их друг к другу, уменьшая таким образом порозность в большей степени, чем это можно было бы достигнуть путем только бóльшего сближения уже параллельных пластинок. Уменьшение всасывания вряд ли восстановит первоначальную ориентацию, так что измерение гистерезиса будет в таком случае отражать степень необратимой ориентации.

5. ЭКВИВАЛЕНТ ВСАСЫВАНИЯ ПОЧВЕННОЙ ВОДЫ И ВНЕШНЕЕ ГАЗОВОЕ ДАВЛЕНИЕ

Выше в двух главах 3 и 4 было показано, что при рассмотрении вопроса о равновесии почвенной воды нужно вести речь о разнице между внешним давлением воздуха, действующим на почвенную массу, и давлением почвенной воды, которое измеряется манометром, показывающим давление водной среды, находящейся в равновесии с почвой. Абсолютные величины обоих давлений не имеют для нас значения. Например, если прибор, показанный на рисунке 3,*а*, был бы помещен в воздухонепроницаемую камеру и давление воздуха в этой камере было бы увеличено, то давление воздуха, оказываемое на почвенную массу, и давление, оказываемое через манометр на почвенную воду, возросли бы на одну и ту же величину, и разница этих давлений осталась бы неизменной, а состояние равновесия сохранилось бы при том же содержании почвенной влаги. Однако если бы была герметически запечатана только почвенная камера и воздушное давление на почвенную массу увеличивалось бы, то давление в колене манометра также повышалось бы. Почвенная вода оставалась бы в равновесии в течение всего эксперимента и разница между давлением воздуха на почву и давлением почвенной воды всегда была бы постоянной.[1]

Этот процесс будет, очевидно, идти до тех пор, пока уровень воды в открытом колене манометра будет на уровне почвенного образца в почвенной камере. Всасывающее давление почвенной воды, измеряемое относительно атмосферного давления, будет

погашено путем приложения гидростатического давления, количественно равного первоначальному всасыванию. При этом воздушное давление в изолированной почвенной камере возрастет на ту же самую величину, на которую возросло гидростатическое давление. Это значит, что содержание влаги будет неизменным независимо от того, является ли внешнее давление воздуха атмосферным, а почвенная вода имеет величину всасывания s, или же давление всасывания относительно атмосферного давления будет равно нулю, а внешнее давление воздуха превысит атмосферное на величину, количественно равную s.

Эта равнозначность внешнего давления и отсасывающей силы почвенной влаги была использована Ричардсом и его сотрудниками (1949) для исследования характеристик почвенной влажности при отсасывающих давлениях, превышающих одну атмосферу. В этих опытах использовалась почвенная камера, изображенная на рисунке 3,*а*. В этой камере газовое давление увеличивалось до P, при этом вода свободно вытекала через пористую мембрану «навстречу» атмосферному давлению. При этом считали, что почвенная влажность равна той влажности, которую имела бы почва при отсасывающем давлении P. Ричардс назвал свой прибор пластинкой давления или аппаратом с мембраной давления — в соответствии с природой пористой пластинки, разделяющей почвенную камеру от камеры, куда стекает и где находится вода. При достаточно прочной конструкции аппарата давление может быть доведено до 160 атмосфер.

6. ВОДОУДЕРЖИВАЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВ

Не существует почв, в которых полностью отсутствуют коллоиды, но, с другой стороны, нет и таких почв, которые представляли бы собой бесструктурное соединение параллельных кристаллических пластинок глинистых минералов. Ни в одной почве характеристику влажности нельзя рассматривать только как показатель распределения пор по размерам или оценивать ее лишь с точки зрения усадки почвы. В глинистой почве, которая имеет резко выраженную структуру, структурные поры могут быть довольно большими, так что они неспособны будут удерживать воду при всасывающем давлении, которое ниже давления, необходимого для извлечения ощутимых количеств воды из текстурных пор агрегатов (комочков) при наличии отталкивания в слое Гу. Таким образом в самом начале удаление воды происходит подобно тому, как это бывает в несжимающихся почвах: потеря воды из структурного пространства пор сопровождается заполнением этого пространства воздухом. Характеристика влажности в этой стадии отражает размерное

распределение структурных пор. На рисунке 9 показаны характеристики влажности (при низком всасывающем давлении) для сходных образцов песчаной фракции и глинистой. Мы видим, что обе кривые имеют почти одинаковую форму. Удаление структурной воды будет, разумеется, влиять и на удаление текстурной воды, когда наступит и ее очередь, так как пути перемещения будут значительно сокращаться ввиду фактической изоляции агрегатов друг от друга. Этот вопрос будет рассмотрен дальше в главе IV.

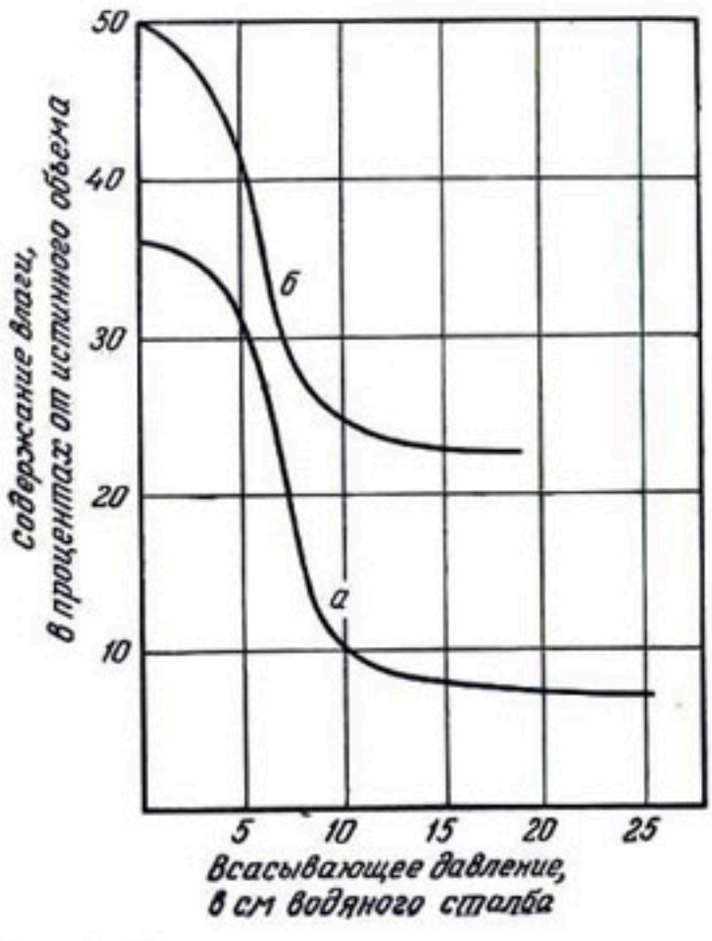


Рис. 9. Характеристики влажности:
а — для песка, состоящего из частиц, выделенных между двумя ситами с ячейками 1 и 2 мм; *б* — для глины, состоящей из частиц таких же размеров.

При дальнейшем увеличении отсасывающего давления мы можем достичь такой стадии высушивания глины, когда невозможно будет дальнейшее сближение частиц. Если бы все частицы представляли собой плоские пластинки, тогда могло бы показаться, что на этой стадии физического контакта ни в коем случае невозможно дальнейшее удаление воды. В действительности же благодаря различной ориентации частиц в некоторых случаях в порозном пространстве будет еще находиться вода и дальнейшее отсасывание воды будет снова сопровождаться вхождением воздуха. Полное отсутствие непрерывности между стадией удаления воды при соответствующей усадке и стадией удаления воды, осуществляемой без усадки, показано на примере каолинита (рис. 10), где изображены кривая усадки и характеристика влажности для предыдущей стадии. Разнородные коллоиды, которые обыкновенно входят в состав почвы, обеспечивают постепенный переход между двумя стадиями.

Какой бы механизм удерживания воды ни преобладал, остается несомненным тот факт, что содержание влаги является функцией отсасывающего давления, и если известно отсасывающее давление, то может быть определено и содержание влаги. При

некоторых обстоятельствах всасывающее давление в почве в полевых условиях определяется уровнем грунтовых вод. Зеркало воды находится в почве на том уровне, где гидростатическое давление равно нулю, о чем свидетельствует тот факт, что вода в колодце устанавливается именно на этом уровне. Отсюда следует, что если состояние равновесия достигнуто, то отсасывающая сила на данной высоте h над зеркалом грунтовой воды точно измеряется напором h и содержание влаги при такой высоте соответствует величине h. Профиль влажности (то есть график содержания воды на разной глубине почвы) является в таких условиях отображением характеристики влажности, и если эта характеристика подвержена гистерезису, то последний будет наблюдаться и у профиля уравновешенной влажности. В природе профиль уравновешенной влажности встречается редко вследствие быстрого изменения погоды, но он является удобной точкой отправления при дальнейшем обсуждении «неустановившихся» профилей.

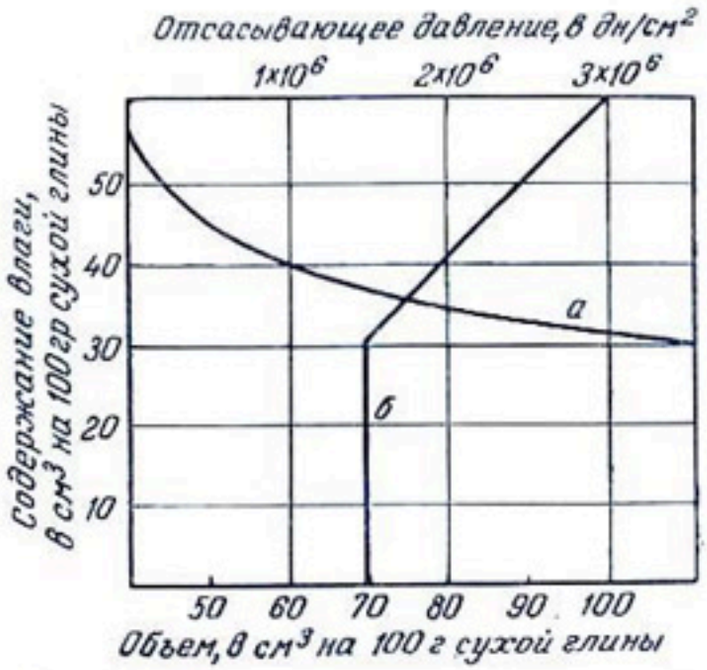


Рис. 10. Характеристика влажности (*а*) и кривая усадки образца каолина (*б*).

Допустим, что влажность почвы характеризуется графиком на рисунке 5, где мы видим, что значительная величина всасывания должна достигаться, прежде чем будет удалено из почвы значительное количество воды (дальнейшее относительно небольшое увеличение всасывания вызывает заметное уменьшение насыщения).

В этом случае профиль влажности будет характеризоваться зоной значительной толщины, расположенной над поверхностью грунтовых вод. Почва вблизи этой поверхности будет значительно насыщена, даже находясь под действием отсасывания.

7. НЕКОТОРЫЕ КОНСТАНТЫ ПОЧВЕННОЙ ВЛАЖНОСТИ

Каждая почва имеет большое количество стадий увлажнения или высыхания, границы которых трудно определить в математических терминах, но которые бесспорно имеют большое практичес-

кое значение. Было установлено несколько таких констант почвенной влажности. Укажем две из них, которые заслуживают того, чтобы занять постоянное место в арсенале технологии изучения почвы. Эти две константы: коэффициент завядания и полевая влагоемкость. Если содержание почвенной воды ниже коэффициента завядания, растения на этой почве обязательно завянут, если влажность почвы не повысится. Полевая влагоемкость в широком смысле этого слова — это наименьшая влажность, до которой почва может быть доведена только за счет дренирования[1] за какой-то небольшой промежуток времени (порядка нескольких дней). Например, если сухую землю залить водой, то довольно быстро будет увеличиваться слой почвы, насыщенной водой, и после удаления воды с поверхности почвы в первое время проникновение фронта воды вниз будет происходить с заметной скоростью. Вода из первоначально насыщенного верхнего слоя почвы будет перераспределяться, продвигаясь в нижние более сухие слои почвы. Это движение становится вскоре менее заметным, по мере того как фронт воды будет опускаться и верхний слой почвы будет становиться менее влажным. Наконец это движение становится едва ощутимым. Содержание влаги на этой стадии и является полевой влагоемкостью. Если первоначальная высота уровня воды такова, что поверхностный слой почвы находится в состоянии, близком к насыщению (см. положение 1 на рис. 11), и этот уровень будет сильно снижен, например, дренажем, то вода будет оттекать на новый уровень, а профиль влажности будет стремиться к повому виду равновесия, показан-

Рис. 11. Профили почвенной влажности при понижении уровня воды:
а — 1-е положение (более ранняя стадия); *б* — 2-е положение (более поздняя стадия).
Пунктирные линии показывают профили равновесия, которые имели бы место в том случае, если бы это позволили условия.

[1] Безразлично, естественного или искусственного (здесь имеется в виду свободное стекание «гравитационной» воды под действием сил тяжести).— *Прим. ред.*

ному пунктирной линией,— положение 2 на рисунке 11 (в соответствии с принципами, изложенными в главе 5).

По причинам, изложенным в разделе III, 2, снижение влажности вызывает повышение сопротивления почвы движению воды, и в действительности через какое-то время профиль влажности принимает вид, показанный сплошной линией на рисунке 11 (2-е положение). При этом фактическая влажность почвы будет меньше влажности, характеризующей данную почву. Эта влажность и является полевой влагоемкостью в данных условиях. Можно предположить, что, поскольку оба описанных случая имеют условия весьма различные, полевая влагоемкость одной и той же почвы может заметно разниться в зависимости от условий дренажа, но фактически эти различия оказываются удивительно малы. Незначительность этой разницы и позволяет считать полевой влагоемкостью такое содержание влаги в почве, которое является «постоянной» характеристикой данной почвы[1].

Опыты по определению влажности завядания и полевой влагоемкости методами, основанными на непосредственном определении этих величин, трудоемки и требуют много времени. Кроме того, в некоторых условиях они могут быть иногда неосуществимыми. Поэтому значительное внимание было уделено отысканию косвенных методов, основанных на использовании всасывающего давления почвенной воды, которое находится опытным путем[2]. Коэффициент завядания определяется с достаточной точностью при отсасывающем давлении около 15 атмосфер (Скофилд, 1935; Скофилд и Ботельго да Коста, 1935; Ботельго да Коста, 1938; Ричардс и Уивер, 1943). Полевая влагоемкость менее четко характеризуется величиной всасывания почвенной влаги и в действительности является таким понятием, которое не поддается точному определению. Тем не менее Кольман (1947) рекомендует всасывающее давление, равное $^1/_3$ атмосферы, использовать для определения полевой влагоемкости с точностью, которую допускает само это понятие. Эквивалент влажности может также использоваться в качестве меры полевой влагоемкости. Этот эквивалент является средней влажностью почвенного образца толщиной 1,6 см, осушенного в центрифуге, имеющей центробежное ускорение $1000\,g$ (при условии, что уровень воды находится у основания образца). Равенство этих двух влажностей, определенных различными путями, доказано и эмпирически. Имеется соответствие между резуль-

[1] Утверждение справедливо только для глубоких грунтовых вод.— *Прим. ред.*

[2] Обширные работы по затронутому здесь вопросу проведены отечественными учеными А. Ф. Лебедевым, С. И. Долговым и многими другими; их результаты обобщены в уже упоминавшейся монографии А. А. Роде.— *Прим. ред.*

татами, полученными Кольманом, и результатами Ричардса и Уивера (1943), которые показали, что эквивалент влажности достигается при отсасывающей силе, равной $^1/_3$ атмосферы для легких почв и $^1/_2$ атмосферы для тяжелых почв.

8. ВСАСЫВАЮЩЕЕ ДАВЛЕНИЕ ПОЧВЕННОЙ ВОДЫ И МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЫ

Если к почве прикладывается нагрузка, которая постоянно увеличивается, то достигается такое положение, когда образец почвы разрушается. Это разрушение может происходить двумя путями. Во-первых, если почва испытывает растягивающее усилие, она может быть разрушена под действием этого растяжения, и получающиеся при этом два «куска» почвы отойдут один от другого. Во-вторых, если почва испытывает усилие сдвига, она может быть разрушена на куски (на части), скользящие друг по другу. Эта нагрузка может быть приложена к почве в виде сжимающего или срезывающего усилия.

Мы не ставим здесь своей целью провести анализ, как происходит разрушение почвы на практике, например в случае очень большого груза на повозках или под действием почвообрабатывающих орудий. Установив, что механическими свойствами, которые нас сейчас интересуют, являются срезающие и растягивающие силы, мы обсудим вопрос, каким образом содержание влаги и отсасывающая сила почвенной воды влияют на эти силы.

Если образец почвы прочно удерживается на своем основании и к нему приложена сила, которая старается разрушить образец путем сдвига верхней части образца относительно нижней, то обнаружим, что эта сила увеличивается по мере роста вертикальной нагрузки, прижимающей верхнюю часть образца почвы к нижней.

Эскиз устройства, в котором осуществляется такое разрушение образца почвы, показан на рисунке 12. Зависимость между силами сдвига τ и сжимающей силой N показана на рисунке 13. Хотя кривые на рисунке 13 обычно не являются прямыми линиями, их, как правило, условно считают прямыми. Для сухого песка кривая проходит через начало координат (кривая *а* на рисунке 13), в то время как у глин имеет место заметная сила сдвига c (сцепление) даже при нагрузке N, равной нулю (кривая *б*). Угол φ наклона кривой называется углом внутреннего трения. Если на верхнюю часть почвенного блока действует нагрузка L_1, в то время как вертикальные стенки сжаты давлением L_2, как показано на рисунке 14, то можно выбрать плоскость, образующую угол α с вертикальной плоскостью, и разложить каждую из указанных нагрузок

на две составляющие, действующие вдоль этой плоскости и перпендикулярно к ней. L_1 разложится на L_{1N} и $L_{1\tau}$. Точно так же L_2 разложится на L_{2N} и $L_{2\tau}$.

Если нагрузка L_1 будет постоянно возрастать, то силы сдвига, действующие в некото-

Рис. 12. Действие силы среза τ и сжимающего усилия N. Металлическая коробка, в которой находится образец почвы, заштрихована частой штриховкой.

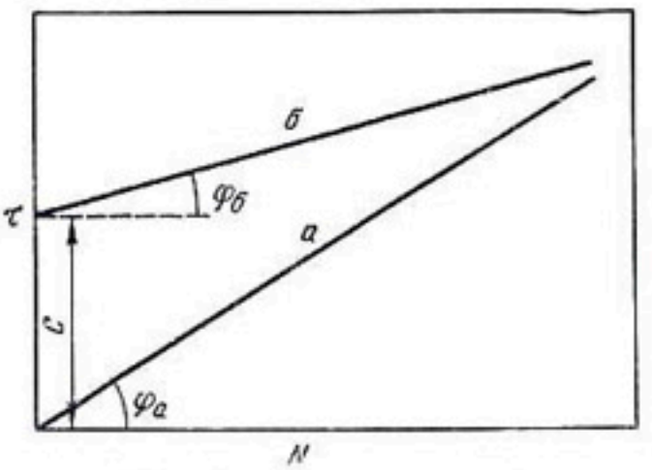


Рис. 13. Зависимость силы среза от нормальной нагрузки:

а — песок; б — почва, содержащая глину; φ — угол внутреннего трения; с — сцепление.

рых плоскостях, разрушат почвенный блок. Типовые испытания (например, Терцаги, 1943) показывают, что плоскость, вдоль которой происходит разрушение почвенного блока, определяется углом

$$\alpha = \frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2}, \quad \text{(III,11)}$$

и величина L_1 будет тогда равна

$$L_1 = 2c \operatorname{tg}\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2}\right) + \\ + L_2 \operatorname{tg}^2\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2}\right). \quad \text{(III,12)}$$

Когда сила L_1 меняет направление, выяснение видов разрушения усложняется. Разрушение почвенного блока может происходить путем скольжения верхней части блока относительно нижней вверх и вдоль плоскости, образующей угол α. Это может произойти даже в том случае, если L_2 будет равна нулю. Эти два различных случая разрушения показаны на рисунке 15, *а* и *б*. Иногда может оказаться, что разрушение происходит под действием разрыва, но при наличии сдвига в нескольких различных пло-

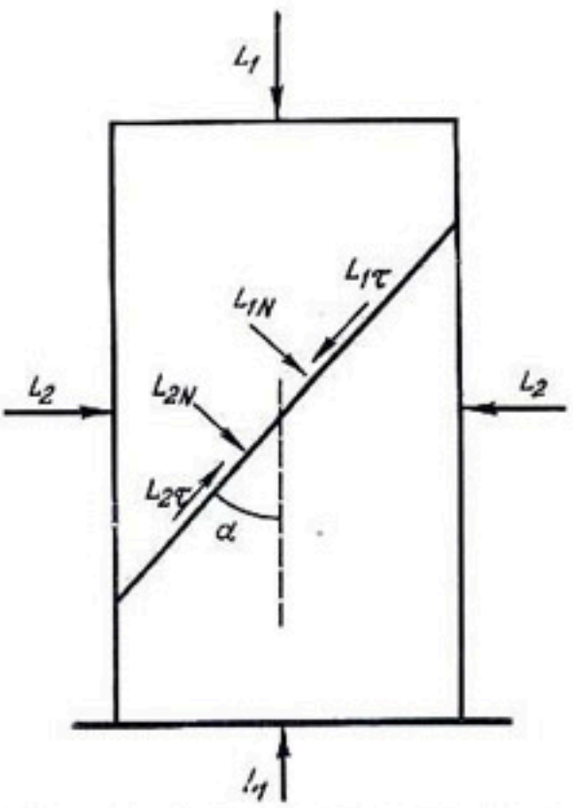


Рис. 14. Схема разрушения почвенной колонки под действием сил L_1 и L_2.

скостях, расположенных под углом α (как показано на рисунке 15, *в*).

Нагрузка L_2, которую мы видим на рисунке 14 и в уравнении (III, 12), может быть приложена к образцу посредством создания давления P газа в закрытой камере (например, в аппарате с пластиной давления). Аппараты, в которых может быть приложена дополнительно разрушающая нагрузка L_1, называются аппаратами трехосевого сжатия[1]. Почвенные образцы в таких аппаратах обычно заключаются в гибкую оболочку, но здесь мы можем предположить, что такая оболочка отсутствует. Предположим, что почва

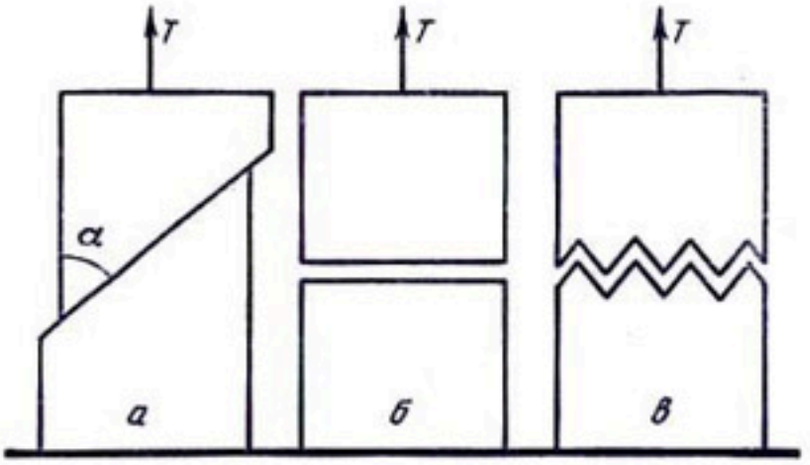


Рис. 15. Возможные способы разрушения образца под действием растягивающей нагрузки T:

а — срезывание почвенного образца по плоскости, составляющей с вертикалью угол α; *б* — разрушение при разрыве образца; *в* — разрыв при срезывании образца по нескольким плоскостям, наклоненным к вертикали под углом α.

остается насыщенной, то есть прилагаемого давления недостаточно для «вытеснения» воды из пор. В этом случае нагрузка L_2 измеряется приложенным давлением газа. Если воздух под давлением входит в пространство пор, то он оказывает давление лишь на поверхность отдельных частиц почвы, не сжимая всю массу почвы в целом. Давление P, которое обеспечивает нагрузку L_2 в уравнении (III,12), в этих условиях является дополнением к разрушающей нагрузке L_1, и уравнение (III,12) приобретает вид

$$L_1 + P = 2c\,\mathrm{tg}\left(\frac{\pi}{4}+\frac{\varphi}{2}\right)+P\,\mathrm{tg}^2\left(\frac{\pi}{4}+\frac{\varphi}{2}\right). \qquad \text{(III,13)}$$

Из формулы легко видеть, что при увеличении P должна увеличиваться и разрушающая нагрузка L_1. Как уже говорилось в разделе III,5, такой же эффект можно получить, поддерживая атмосферное давление только вокруг почвы и повышая отсасывающую силу почвенной воды до P. Нагрузка на поверхность почвенного образца в уравнении (III,13) не меняется до тех пор, пока

[1] В СССР принят также термин «стабилометр».— *Прим. ред.*

подсчитываемая почвенная влажность остается неизменной. Равнозначность внешнего давления и всасывающего давления почвенной воды с этой точки зрения была подтверждена Чайлдсом (1955) экспериментально на песке[1].

Перевод Л. Ю. Морейно и Е. Г. Петрова

IV. ЗАКОНЫ ДВИЖЕНИЯ ПОЧВЕННОЙ ВОДЫ

1. РАЗНОСТЬ ПОТЕНЦИАЛОВ

Как мы уже отметили в разд. III (гл. 1), на почвенную воду в различных направлениях действуют силы разного рода. В главах 3—5 мы рассмотрели условия, при которых эти силы компенсируют друг друга и почвенная вода находится в равновесии. В следующих разделах мы должны рассмотреть условия существования определенной равнодействующей силы, которая вызывает движение воды. Для этого рассмотрим более подробно состояния статического равновесия.

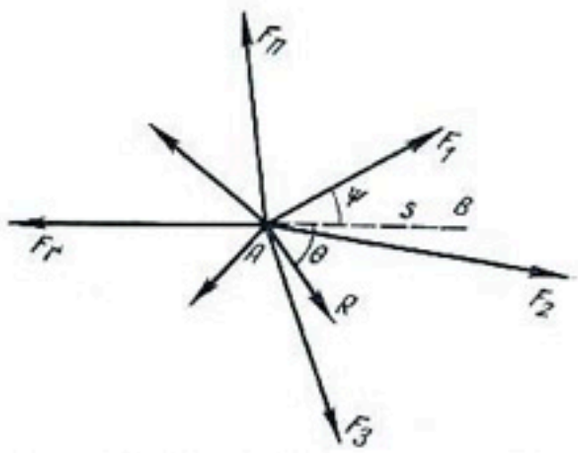


Рис. 16. Изображение сил, поясняющее обусловленный ими потенциал.

Как показано на рисунке 16, равнодействующей сил F_1, F_2, F_3... F_r...F_n является сила R, которая находится путем сложения составляющих в соответствии с законом сложения векторов. Это не очень удобно, так как требуется производить геометрическое построение; однако указанное затруднение можно устранить путем введения понятия скалярной величины потенциала, составляющие которого суммируются по закону алгебраического сложения. Имеются различные пути определения функции потенциала, включая сюда и скоростной потенциал классической гидродинамики. Поэтому выбор этого определения будет зависеть от удобства и специфической пригодности его для решения тех проблем, кото-

[1] Автор рассматривает вопрос упрощенно. Современные представления о природе сдвигающих напряжений в реальных почвогрунтах, а также описание лабораторных и полевых способов определения геотехнических констант можно найти в работах: Н. Н. Маслов. Основы механики грунтов. Автотрансиздат, М., 1961; А. Л. Рубинштейн. Грунтоведение. Основания и фундаменты. СХГ, 1961; И. И. Черкасов. Механические свойства грунтовых оснований. Автотрансиздат, М., 1958.— *Прим. ред.*

рые мы намерены рассмотреть. К тому же нас всегда интересуют не абсолютные значения потенциала, а разности потенциалов между определенными точками. Для наших целей удобно определять разность потенциалов следующим образом: потенциал в точке B на рисунке 16 б о л ь ш е, чем в точке A на величину φ, эквивалентную работе, которая должна быть в ы п о л н е н а единицей количества воды против сил, действующих на нее в течение процесса ее движения от точки A к точке B. Единицей количества воды может быть единица массы (Ричардс, 1928) или единица объема (Чайлдс, 1943); единственным, логически вытекающим отличием первого и второго обозначений является то, что потенциал, измеренный во втором случае, равен потенциалу, измеренному в первом случае, умноженному на плотность жидкости.

На рисунке 16 мы видим, что при передвижении единицы количества воды на отрезок s (то есть от A к B), образующий угол ψ с силой F_1, работа, выполненная против этой составляющей силы, равна $sF_1 \cos \psi$, поэтому

$$\varphi = -s \sum_{r=1}^{r=n} F_r \cos \psi_r. \qquad \text{(IV,1)}$$

Из этого выражения следует, что общий потенциал является алгебраической суммой составляющих потенциала. Для равнодействующей R имеем

$$\varphi = -sR \cos \theta, \qquad \text{(IV,2)}$$

где θ — угол между AB и R.

Отрицательные знаки показывают, что при движении против силы $\left(\psi_r$ или θ в некоторых случаях может превышать $\frac{\pi}{2}\right)$ работа совершается против силы и определяемое значение φ является положительным, в то время как при совпадении направления силы с направлением движения $\left(\psi$ или $\theta < \frac{\pi}{2}\right)$ потенциал φ является отрицательным. Мы видим из уравнения (IV,2), что отношение приращения потенциала к пройденному расстоянию является максимальным, когда θ равно π, и для такого случая мы имеем

$$|R| = \left(\frac{\varphi}{s}\right)_{\max}. \qquad \text{(IV,3)}$$

Это уравнение действительно для случая, когда R имеет постоянное значение на отрезке ощутимой длины. Если сила изменяется, то этот вывод следует применять ограниченно для небольшого элемента пути ds, на протяжении которого можно считать, что равнодействующая R имеет постоянное значение, соответствующее

местонахождению этого элемента, и приращение потенциала $d\varphi$ будет связано с R и ds уравнением

$$|R| = \frac{d\varphi}{ds_{\max}}. \qquad (IV,4)$$

Уравнение (IV,4) позволяет определить равнодействующую силу в любой точке данного тела, если имеется способ измерения общего потенциала в любой выбранной точке. Мы можем измерить потенциал в нескольких точках соответствующей модели, например на пересечении плоскостей $x = 0, 1, \ldots$ с плоскостями $y = 0, 1, 2, \ldots$ и плоскостями $z = 0, 1, 2\ldots$ (x, y, и z — прямоугольные декартовы координаты). Путем интерполяции мы можем затем найти геометрические места точек, в которых φ имеет постоянное выбранное значение. Эти точки будут лежать на поверхности, называемой эквипотенциальной поверхностью. Таким путем мы можем найти поверхности $\varphi = 0$, $\varphi = 1$, $\varphi = 2$ и т.д. Такие поверхности трудно изобразить на плоскости, но на рисунке 17 показано сечение, проведенное через несколько гипотетических эквипотенциальных поверхностей. Из сказанного выше мы знаем, что в любой произвольно выбранной точке P равнодействующая сила имеет направление, противоположное тому, в котором интенсивность возрастания φ с расстоянием является максимальной (т. е. в котором θ на рисунке 16 имеет значение π). Это направление, очевидно, является перпендикулярным к эквипотенциали, проходящей через P, так как в направлении этого перпендикуляра соседняя эквипотенциаль находится на кратчайшем расстоянии. Величина силы дается уравнением (IV,4), из которого видно, что она является интенсивностью увеличения потенциала с расстоянием в направлении наибольшей интенсивности. С учетом направления и величины R уравнение (IV,4) в обобщенном виде выглядит так:

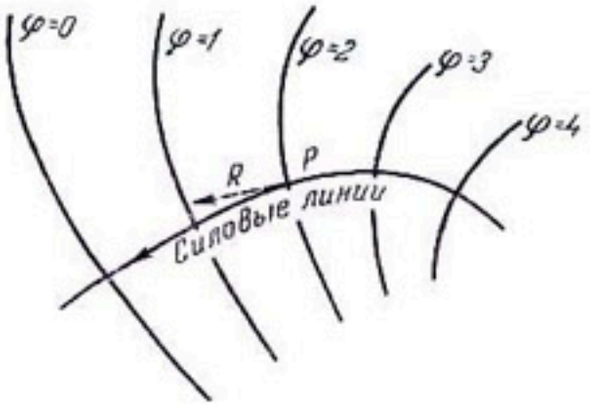


Рис. 17. На рисунке показано несколько эквипотенциалей, на основании которых могут быть получены силовые линии. R — направление равнодействующей силы в точке P, которое перпендикулярно к эквипотенциали, проходящей через эту точку.

$$R = -\operatorname{grad}\varphi. \qquad (IV,5)$$

Вообще говоря, эквипотенциальные поверхности не являются плоскостями и не параллельны, так что перпендикуляры к этим поверхностям будут образовывать систему кривых непараллель-

ных линий. Эти линии являются фактически линиями действия силы, направления которых указывают направление силы в соответствующих точках.

Направление силы, действующей на единицу количества воды, указывает направление, в котором вода принуждена двигаться. Происходит ли действительное движение в этом или в каком-либо другом направлении, зависит от обстоятельств, которые будут обсуждаться в главах 3 и 4, но здесь уже можно отметить, что действительный путь, пройденный отдельной частицей воды внутри тела под влиянием действующих сил, называется линией тока. Если движение в каждой точке происходит в направлении действия силы, то линия тока совпадает с линией действия силы.

2. ИЗМЕРЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛА ПОЧВЕННОЙ ВОДЫ

Разъяснение сущности непосредственного измерения потенциала должно предшествовать применению данных раздела IV, 1. Поясним это на примере следующего гипотетического эксперимента. Возьмем два объема влажной почвы A и $Б$, как показано на рисунке 18, и определим давление почвенной воды, установив в каждый из них манометр в определенной точке. В случае, если это давление должно быть отрицательным (всасывание), лучше,чтобы манометр был тензиометром, который описан в разделе III,2 и показан на рисунке 3, *б*. Предположим, что этот тензиометр *3* в A показывает дифференциальную высоту столба жидкости, равную H_1. Эта высота соответствует давлению почвенной воды P_1, в то время как тензиометр *4* в $Б$ показывает столб высотой H_2 (давление P_2), при этом[1]

$$P_1 = g\varrho H_1; \quad P_2 = g\varrho H_2. \tag{IV,6}$$

Как обычно, g обозначает ускорение свободного падения, а ϱ — плотность воды в манометре, которая принимается равной плотности воды в почве. Пусть высоты точек, в которых тензиометры контактируют с почвой, измеряются от какой-нибудь условной горизонтальной поверхности. Тогда тензиометр *3* будет находиться на высоте h_1, тензиометр *4* — на высоте h_2. Тензиометр *3* присоединен к цилиндру с «бесфрикционным» поршнем *1*, а тензиометр *4* таким же образом присоединен к цилиндру с поршнем *6*. Связь цилиндра с тензиометром можно осуществлять или прерывать с помощью кранов *2* и *5*. Цилиндры можно соединять один

[1] Точнее сказать, что P_1 и P_2 являются разностями атмосферного давления и давления в почвенной влаге в образцах A и $Б$ соответственно.— *Прим. ред.*

с другим или изолировать один от другого посредством крана 7. Необходимо следить за тем, чтобы весь прибор был заполнен водой вплоть до поверхностей поршней и не содержал воздуха.

Проведем теперь следующий эксперимент. При закрытых кранах 2 и 7 и открытом кране 5 прилагаем давление P_2 к внешней поверхности поршня 6 для поддержания равновесия с давлением почвенной воды и отводим этот поршень назад до тех пор, пока из почвы Б не будет удален небольшой объем воды dv. Это движение должно быть достаточно медленным и количество выделившейся воды достаточно малым, чтобы вода в цилиндре и почве все время находилась в равновесии при давлении P_2. Работа, выполненная почвенной водой в течение этого процесса при преодолении давления, приложенного извне на поршень, равна $P_2 \cdot dv$. Теперь закрываем кран 5 и открывает кран 7. При этом давление, приложенное к поршню 6, изменится до величины $g\varrho\,(h_1 - h_2)$, так чтобы уравновесить дифференциальный напор воды $(h_1 - h_2)$. Давление, которое должно быть приложено к поршню 1 извне для поддержания его в равновесии, будет в таком случае равно нулю. Затем поршень 6 перемещают обратно до его первоначального положения, нагнетая объем dv в верхний цилиндр. При этом поршень 1 отходит назад, «принимая» этот объем. Работа, затраченная на движение воды в течение этого цикла, равна $g\varrho\,(h_1 - h_2)\,dv$. Теперь, наконец, при закрытом кране 7 и открытом кране 2 поршень 1 возвращают в его первоначальное положение. При этом приложенное давление изменяется до величины P_1, чтобы поддержать равновесие с почвенной водой в почве А. Таким образом, в почву А был введен объем воды dv, и работа, затраченная на это нагнетание, равна $P_1 dv$.

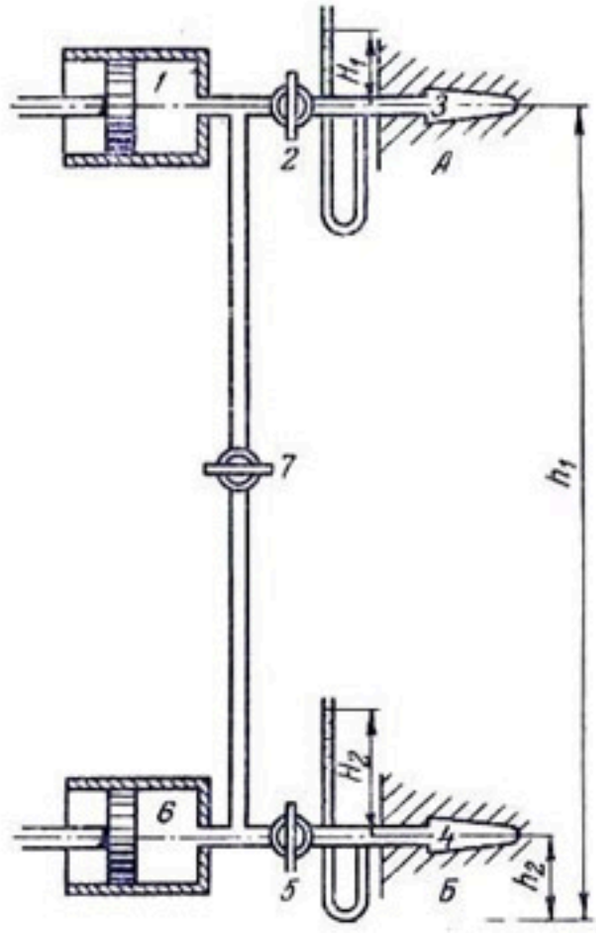


Рис. 18. Схема прибора для иллюстрации того, как измеряется гидравлический потенциал почвенной воды:

тензиометр 3 в почве А показывает давление почвенной воды, измеряемое высотой столба H_1; аналогичный тензиометр 4 в почве Б показывает давление H_2; поршни цилиндров 1 и 6 извлекают воду из почвы или вводят ее в почву в зависимости от того, в какой последовательности открываются или закрываются краны 2, 5, 7.

Объем воды dv оказался перенесенным из $Б$ в A, и чистая работа, затраченная на это, равна W:

$$W = P_1\,dv + g\varrho\,(h_1 - h_2)\,dv - P_2\,dv =$$
$$= [(P_1 + g\varrho h_1) - (P_2 + g\varrho h_2)]\,dv. \qquad (IV,7)$$

В этом уравнении давления выражены в абсолютных единицах, например в эргах на кубический сантиметр или в динах на квадратный сантиметр. Если же эти давления выражать через высоту водяного столба, отсчитанную непосредственно по манометрам, то из уравнений (IV, 6) и (IV, 7) получим

$$W = [(H_1 + h_1) - (H_2 + h_2)]\,g\varrho\,dv. \qquad (IV,8)$$

Потенциал φ в почве A относительно почвы $Б$ определяется как работа, выполненная на единицу количества воды. Если за эту единицу количества принята единица *объема*, то получаем из уравнения (IV, 7) уравнение[1]

$$\varphi_v = \frac{W}{dv} = (P_1 + g\varrho h_1) - (P_2 + g\varrho h_2), \qquad (IV,9)$$

где φ_v — обозначение потенциала, определенного на основании объема. Если в качестве основания для определения потенциала φ_m принимается единица *массы* воды, то из уравнения (IV,7) мы получаем

$$\varphi_m = \frac{W}{\varrho\,dv} = \left(\frac{P_1}{\varrho} + gh_1\right) - \left(\frac{P_2}{\varrho} + gh_2\right). \qquad (IV,10)$$

Кроме того, мы можем взять для определения потенциала φ_w работу, выполненную на единицу *веса* воды. В этом случае из уравнения (IV,8) получаем очень простую формулу[2]

$$\varphi_w = \frac{W}{g\varrho\,dv} = (H_1 + h_1) - (H_2 + h_2). \qquad (IV,11)$$

Выбор способа определения потенциала часто сводится к предпочтению способа, наиболее удобного для определенной области работы, но этот вопрос может решаться и субъективно. Три данных здесь способа связаны простой зависимостью, выраженной уравнением

$$\varphi_v : \varphi_m : \varphi_w = 1 : \varrho : g\varrho. \qquad (IV,12)$$

Мы предпочтем при дальнейшем обсуждении этого вопроса пользоваться для определения потенциала уравнением (IV,9), если не будет явно доказано преимущество другого способа, причем всегда

---

[1] В подлиннике в уравнение (IV,9) вкралась опечатка: у членов gh_1 и gh_2 должен стоять множитель ϱ.— *Прим. ред.*

[2] В формуле (IV,11) в подлиннике опечатки: пропущен в знаменателе множитель ϱ.— *Прим. ред.*

будем иметь в виду, что результаты можно представить, пользуясь уравнением (IV,12) в выражениях любого из способов определения потенциала.

Хотя мы всегда имеем дело с разностями потенциалов, а не с их абсолютными значениями, удобно в какой-нибудь произвольной точке считать потенциал равным нулю. Тогда потенциал в любой другой точке измеряется относительно этой точки. Естественно принимать в качестве произвольного нуля для давления, как составляющей потенциала, нуль гидростатического давления (какая нибудь точка системы обычно оказывается особенно подходящей для того, чтобы служить в качестве отправной точки для измерения составляющей потенциала, обусловленной высотой). Выбрав точку, потенциал которой условно принят равным нулю, мы вычисляем потенциал φ в любой другой точке, характеризуемой высотой h и давлением P (соответствующим высоте H), пользуясь уравнениями (IV,9), (IV,10) или (IV,11), которые при значениях P_2, H_2 и h_2, принятых равными нулю, и при подстановке значений P, H и h вместо P_1, H_1 и h_1 принимают следующий вид:

$$\varphi_v = P + g\varrho h; \tag{IV,13}$$

$$\varphi_m = \frac{P}{\varrho} + gh; \tag{IV,14}$$

$$\varphi_w = H + h. \tag{IV,15}$$

Формула (IV,15) особенно проста. Она показывает, что при таком способе определения потенциал в какой-либо точке равен высоте мениска воды в открытом колене манометра.

Следует отметить, что мы предположили, что давление измеряется непосредственно манометром. Если же почвенная вода производит отсасывающее действие, то давление всасывания может быть измерено, конечно, любым из методов, описанных в разд. III (гл. 2), и войти в уравнения (IV,13)—(IV,15) как отрицательное давление.

3. ЗАКОН ДАРСИ

Действие градиента потенциала в почвенной воде должно заставлять воду двигаться. Вид движения, которое имеет место для данного градиента потенциала, зависит от вида почвы. Цель этого раздела заключается в том, чтобы обсудить связь между градиентом потенциала и движением воды. Первыми опубликованными исследованиями, проведенными с этой целью, являются исследования Дарси (1856), который ограничил свои эксперименты случаем вертикального потока через насыщенные слои песка. Закон, кото-

рый он вывел для этого случая, потом был обобщен, причем наиболее общие формулы до сих пор известны как закон Дарси.

Рассмотрим фильтрующий слой с площадью поперечного сечения, равной A, и толщиной d при условии, что вода просачивается вертикально при глубине ее над верхней поверхностью H_1 и выходит через нижнюю поверхность при напоре H_2. Дарси измерял количество воды Q, просачивающееся за время t, и показал, что

$$\frac{Q}{t} = \frac{kA(H_1 + d - H_2)}{d} \qquad \text{(IV,16)}$$

где k — константа, определяемая как «коэффициент, зависящий от природы песка» или по другому определению как «коэффициент, зависящий от степени проницаемости песка».

Если мы нижнюю поверхность фильтрующего слоя считаем находящейся на нулевой высоте, то, применяя уравнение (IV,15) для потенциалов φ_1 и φ_2, определяемых соответственно на верхней и нижней ограничивающих поверхностях, получим:

$$\varphi_1 = H_1 + d; \qquad \text{(IV,17)}$$
$$\varphi_2 = H_2.$$

Делая подстановку этих значений в уравнение (IV,16) и слегка преобразуя его, получаем

$$\frac{Q}{At} = \frac{k(\varphi_1 - \varphi_2)}{d}. \qquad \text{(IV,18)}$$

В любой промежуточной плоскости на высоте z в песчаном слое имеем потенциал φ. Так как мы рассматриваем устойчивое состояние потока (эксперименты Дарси проводились с насыщенным песком), аккумуляция воды не происходит, и значение $\frac{Q}{At}$ должно быть поэтому на высоте z таким же, как на граничных поверхностях. Применяя закон Дарси к слою толщиной z, получаем

$$\frac{Q}{At} = \frac{k(\varphi - \varphi_2)}{z}. \qquad \text{(IV,19)}$$

Сопоставление уравнений (IV,18) и (IV,19) показывает, что

$$\frac{(\varphi - \varphi_2)}{z} = \frac{(\varphi_1 - \varphi_2)}{d},$$

откуда

$$\frac{d\varphi}{dz} = \frac{(\varphi_1 - \varphi_2)}{d}. \qquad \text{(IV,20)}$$

Следует сказать, что φ находится в линейной зависимости от z, причем интенсивность увеличения $\frac{d\varphi}{dz}$ является постоянной

величиной, выраженной уравнением (IV,20). Эквипотенциали образуют систему горизонтальных плоских параллельных поверхностей, градиент потенциала направлен поэтому вертикально вверх и равен $\frac{\varphi_1-\varphi_2}{d}$.

Векторное выражение уравнения (IV,20) поэтому имеет вид

$$\text{grad } \varphi = \frac{\varphi_1-\varphi_2}{d} \text{ (вверх).} \qquad \text{(IV,21)}$$

Мы замечаем дальше, что $\frac{Q}{At}$ является скоростью, с которой вода, находящаяся над верхней поверхностью фильтрующего слоя, приближается к этой поверхности. Эту скорость v иногда называют эффективной скоростью[1], и ее не следует смешивать с действительной скоростью воды в порах песка или другой среды. Мы можем поэтому написать

$$v = \frac{Q}{At} \text{ (вниз).} \qquad \text{(IV,22)}$$

Производя подстановку выражений (IV,21) и (IV,22) в уравнение (IV,18) и принимая в расчет, что противоположные направления обозначаются противоположными знаками, мы получаем

$$v = -k \text{ grad } \varphi. \qquad \text{(IV,23)}$$

Если структура потока в пористом теле является сложной, то скорости и градиенты потенциала изменяются от точки к точке как по направлению, так и по величине. Тем не менее всегда возможно выбрать настолько малый элемент объема, чтобы такие изменения внутри границ этого объема были ничтожно малы. Значения v и grad φ получаются для «точки», занимаемой этим элементом объема, тогда как для тела в целом могут быть установлены только значения средних величин, и закон Дарси ничего не может сказать относительно соотношений между средними величинами. Уравнение (IV,23) является, следовательно, обобщением закона Дарси для случая, когда поток жидкости имеет разные направления во всех точках.

Хотя закон Дарси был выведен сначала на основе экспериментальных наблюдений, он является, конечно, следствием действия основных законов, управляющих потоком жидкости в пространстве, частным примером которого является пространство почвенных пор. Эти законы выражены рядом уравнений, известных как уравнения Стокса-Навье (Ламб, 1932, стр. 577; Маскет, 1938), о которых следует сказать, что они все же не имеют решения для пространства пор в природном пористом теле. Путем фундаментального гидродинамического анализа нельзя точно оценить значение

[1] В СССР ее принято называть скоростью фильтрации.— *Прим. ред.*

константы k. Однако можно проследить в общих чертах связь между законом Дарси и уравнениями Стокса-Навье и понять недостаточность первого в ряде случаев [1].

Детальное обсуждение уравнений Стокса-Навье выходит за пределы этой работы, но здесь можно отметить, что они принимают форму, данную уравнением (IV,24), если жидкость является несжимаемой и если она движется так медленно, что поток относится к регулярному параллельно-струйному или ламинарному типу (без неупорядоченного вихревого движения — турбулентности). Далее, скорость движения должна быть так мала, что изменения кинетической энергии каждой частицы при ее движении вниз по линии тока пренебрежимо мало по сравнению с сопротивлениями течению, обусловленными вязкостью:

$$\mu\nabla^2\alpha = \frac{d\varphi}{dx};$$

$$\mu\nabla^2\beta = \frac{d\varphi}{dy}; \qquad \text{(IV,24)}$$

$$\mu\nabla^2\gamma = \frac{d\varphi}{dz},$$

где μ — коэффициент вязкости;

α, β и γ — составляющие истинной скорости воды в направлении прямоугольных декартовых осей x, y и z;

∇^2 — оператор Лапласа $\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2}{\partial y^2}+\frac{\partial^2}{\partial z^2}\right)$, с которым мы встретимся в дальнейшем (глава 3).

Из этих уравнений мы видим, что если потенциалы везде увеличиваются путем умножения на число N, то уравнения сохраняют силу, если скорости умножаются на то же самое число N. Среди этих потенциалов имеются потенциалы у границ. Мы могли бы ожидать, что в опыте, аналогичном опыту Дарси, скорость потока жидкости через поровое пространство фильтрующего слоя окажется пропорциональной разности потенциалов между двумя ограничивающими поверхностями. С другой стороны, при условии большой величины поперечного сечения A фильтрующего слоя по

[1] Русские переводы: Г. Ламб. Гидродинамика. Гостехиздат, М.—Л., 1947; Моррис Маскет. Течение однородных жидкостей в пористой среде. Гостоптехиздат, М.—Л., 1949; Вывод и обоснование уравнений Стокса-Навье см. также в следующих работах: П. Е. Кочин, И. А. Кибель, Н. В. Розе. Теоретическая гидродинамика, ч. 1, 2. Гостехиздат, 1949; Л. Д. Ландау и Е. М. Лифшиц. Механика сплошных сред. Гостехтеориздат, М., 1954. Применение теории обтекания частиц скелета грунта вязкой жидкостью для обоснования закона фильтрации см. у Л. С. Лейбензона «Движение природных жидкостей и газов в пористой среде». Гостехиздат, М., 1947.—*Прим. ред.*

[2] В СССР оператор Лапласа обычно обозначают символом Δ. —*Прим. ред.*

сравнению с размерами отдельных пор этот слой можно разделить на большое число равных или единичных подразделений, каждое из которых содержит так много пор, что между подразделениями не имеется различий, несмотря на случайность размеров и пространственного расположения пор. Каждая единичная площадь поперечного сечения одинаково способствует прохождению потока, и общая скорость потока является, таким образом, пропорциональной площади поперечного сечения фильтрующего слоя.

Наконец, с той же оговоркой относительно размеров фильтрующего слоя и содержащихся в нем пор мы можем рассматривать два слоя различной толщины, включающих соответственно M_1 и M_2 однородных элементарных слоев, принимая, что каждый из них имеет толщину δd и не отличается от любого другого элементарного слоя. При одной и той же скорости потока v в каждом суммарном слое разность потенциалов $\delta\varphi$ между поверхностями каждого элементарного слоя будет одинаковой. Значения общей толщины d_1 и d_2 и общей разности потенциалов $\Delta\varphi_1$ и $\Delta\varphi_2$ определяются по следующим формулам:

$$\begin{aligned} d_1 &= M_1\,\delta d; \\ d_2 &= M_2\,\delta d; \end{aligned} \qquad \text{(IV,25)}$$

$$\begin{aligned} \Delta\varphi_1 &= M_1\,\delta\varphi; \\ \Delta\varphi_2 &= M_2\,\delta\varphi. \end{aligned} \qquad \text{(IV,26)}$$

Чтобы сравнить потоки v_1 и v_2 в каждом суммарном слое при одинаковой общей разности потенциалов, приведем эту разность в каждом случае к единице. Мы уже показали, что скорость потока пропорциональна разности потенциалов, поэтому мы можем написать:

$$\begin{aligned} v_1 &= \frac{v}{\Delta\varphi_1} = \frac{v}{M_1\,\delta\varphi}; \\ v_2 &= \frac{v}{\Delta\varphi_2} = \frac{v}{M_2\,\delta\varphi}. \end{aligned} \qquad \text{(IV,27)}$$

Объединяя уравнения (IV,25) и (IV,27), получим

$$v_1 d_1 = v_2 d_2. \qquad \text{(IV,28)}$$

Можно сказать, что при прочих равных условиях скорость потока обратно пропорциональна толщине слоя. Это положение вместе с положением о пропорциональности скорости потока разности потенциалов и площади поперечного сечения и составляет содержание закона Дарси (IV,16).

Так как уравнения (IV,24) не подходят для чрезмерно больших скоростей, то неудивительно, что закон Дарси при этих обстоятельствах также оказывается несостоятельным (Фанчер,

Люис и Барнес, 1933). При таких обстоятельствах критерием скорости потока является безразмерная величина, известная под названием число Рейнольдса $\frac{DV\varrho}{\mu}$, причем V является истинной средней скоростью потока жидкости в канале диаметром D. Получается, что закон Дарси является достоверным, когда число Рейнольдса меньше единицы. Делая подстановку значений ϱ и μ для воды, мы находим, что произведение DV не может превышать 0,01. Совершенно невероятно, чтобы это значение было превышено в условиях любого естественного дренажа, и в практике достоверность закона Дарси обычно принимается безоговорочно[1].

4. ПРОНИЦАЕМОСТЬ И ГИДРАВЛИЧЕСКАЯ ПРОВОДИМОСТЬ

Постоянная k в формуле, выражающей закон Дарси, характеризует взаимодействие между пористым телом и текущей жидкостью. Она выражает способность тела пропускать поток жидкости при данном градиенте потенциала. Для этой постоянной были предложены различные названия, и положение усложнилось в результате применения видоизмененной формулы закона Дарси, в которой фигурирует вязкость жидкости:

$$v = \frac{-\bar{k}\ \mathrm{grad}\ \varphi}{\mu}\ . \qquad \text{(IV,29)}$$

В этом уравнении постоянная $\bar{k}$ является характеристикой пористого тела, а не жидкости. Установление единой терминологии является тем более необходимым, что при наличии двух различных постоянных двойственность их значений должна быть устранена. В прошлом двойственность значения имелась в слове «проницаемость», которое применяли для k в законе Дарси и для $\bar{k}$ в законе, выраженном уравнением (IV,29). Теперь все же лучше избегать этой двойственности, приняв рекомендации Комитета по терминологии при Американском обществе почвоведов (Ричардс, 1952). В соответствии с этими рекомендациями k озна-

---

[1] Впервые критерий Рейнольдса для оценки применимости закона Дарси был введен Н. Н. Павловским в его капитальном труде «Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями», Петроград, 1922 (литогр.). См. также Н. Н. Павловский. Собрание сочинений, Изд. АН СССР, М.—Л., 1956.

Позднейшими исследованиями установлено (см. В. И. Аравин и С. Н. Numerov. Теория движения жидкостей и газов в недеформируемой пористой среде. М., Гостехтоиздат, 1953), что закон Дарси практически применим в пределах $\mathrm{Re} = \frac{vd}{\nu} \leqslant 4 \div 6$, где v — скорость фильтрации, d — диаметр частиц грунта, ν — кинематический коэффициент вязкости.— *Прим. ред.*

чает гидравлическую проводимость тела по отношению к рассматриваемой жидкости, а $\overline{k}$ — свойственную телу проницаемость[1].

Хотя единство терминологии желательно для всех работников различных областей, в которых применяется закон Дарси, необходимо указать, что такое двойственное пониманше маловероятно среди почвоведов, так как уравнение (IV,29) очень редко применяют для почв. Изменение вязкости обусловливается изменением жидкости или по крайней мере заметным изменением температуры. Инертные пески, возможно, не испытывают никаких изменений в геометрии порового пространства в результате изменения жидкости, но все почвы содержат коллоидные вещества, которые чувствительны к изменению химизма жидкой фазы. Поскольку коллоидные свойства тесно связаны с явлением почвенной агрегации и с развитием почвенной структуры и поскольку эти последние, в свою очередь, могут определять гидравлическую проводимость почвы, изменение жидкости может вызывать изменение гидравлической проводимости независимо от изменения вязкости.

Например, добавление хлористого натрия к почвенной воде (в соотношении несколько частей на тысячу), которое является недостаточным для того, чтобы вызвать заметное изменение вязкости, может повлиять на структуру почвы так сильно, что гидравлическая проводимость уменьшится до одной тысячной ее первоначального значения. Следовательно, поскольку уравнение (IV,29) выражает закон, показывающий, что скорость течения воды в почве пропорциональна градиенту потенциала и обратно пропорциональна вязкости жидкости, то для этого закона не существует доказательства просто потому, что он неверен (для данного случая).

Если будут возражать, что этот закон справедлив для гипотетических жидкостей, которые не оказывают другого действия, кроме действия, обусловленного вязкостью, то нужно сказать, что закон, применяемый только к гипотетическим жидкостям, не может иметь широкого применения. Таким образом, принимая термин «гидравлическая проводимость» и характеризуя этим термином постоянную k закона Дарси, мало что можно сказать о свойственной телу проницаемости $\overline{k}$.

[1] В отечественной литературе за величиной k прочно установилось название коэффициент фильтрации (размерность скорости — м/сутки, см/сек и др.); для определения влияния вязкости жидкости (или газа) применяется формула вида (IV, 29), где φ — давление в атмосферах, μ — коэф. вязкости в сантипуазах —(0,01 г/см·сек), линейные размеры в см; тогда $\overline{k}$, проницаемость, измеряется в дарси $\left(\frac{1}{9{,}81}10^{-7}\ \text{см}^2\right)$. Связь между k (см/сек) и $\overline{k}$ (дарси) будет следующей: $\overline{k} = 100\,000\ \nu k$, где ν — кинематический коэф. вязкости в стоксах (см^2/сек).— *Прим. ред.*

Гидравлическая проводимость является свойством порового пространства почвы, и мы должны выяснить, каким образом конфигурация пор влияет на эту проводимость. Вначале мы рассмотрим насыщенные почвы, а затем ненасыщенные. Точный расчет проводимости по конфигурации пор, как мы уже указывали, невозможен, однако можно очень легко установить качественную зависимость. Ясно, что почва с большой пористостью при прочих равных условиях будет иметь более высокую проводимость, чем почва с небольшой пористостью, как это предопределяется уравнением (II,1). Слова «при прочих равных условиях» практически перечеркивают то, что сказано в предыдущей фразе, так как пористость почв не изменяется в широких пределах, если одновременно заметно не изменяются другие показатели, в особенности механический состав почвы.

Далее, среди почв с одинаковой пористостью те почвы, которые имеют более мелкие поры, будут иметь меньшую проводимость, чем почвы с порами большего размера. Это является следствием торможения, которое обусловливается действием стенок пор на вязкую жидкость: жидкость течет тем быстрее, чем дальше она удалена от стенок, а в почве с большими порами она может находиться на большем расстоянии от стенок, чем в тонкопористой почве. Наконец, поскольку грубые поры более эффективно способствуют проводимости, почва с широкой амплитудой размеров пор будет иметь более высокую проводимость, если ее крупные поры образуют самостоятельный непрерывный путь через почвенную массу, а не распределены вперемежку с менее эффективными тонкими порами. Структура почвы может обеспечить непрерывный путь, который образован крупными порами и превышает по проводимости поровое пространство, обусловленное механическим составом почвы. Например, было найдено, что глинистая почва Ромнейского марша (Англия) имела обусловленную хорошо развитой структурой проводимость, равную проводимости грубого песка.

Мы видим, что высокая гидравлическая проводимость обусловлена большей пористостью и грубым механическим составом. Очень легкие песчаные почвы имеют достаточную проводимость, обусловленную механическим составом. Но проводимость тяжелых глинистых почв может полностью зависеть от их структуры.

Там, где гидравлическая проводимость зависит прежде всего от структуры почвы, устойчивость этой структуры имеет первостепенное значение. В поверхностном слое почвы содержание органического вещества является, по-видимому, наиболее важным фактором устойчивости почвы, но на больших глубинах основное значение приобретают коллоидные свойства глины. Виды и концентрации ионов почвенного раствора оказывают большое влия-

ние на эти коллоидные свойства; одновалентные ионы (такие, как натрий) в низкой концентрации значительно способствуют набуханию и дисперсии с последующим разрушением структуры. Именно поэтому очень низкие концентрации солей натрия значительно уменьшают гидравлическую проводимость, как это было отмечено выше.

Нельзя не остановиться на другом следствии, обусловленном структурой почвы. Обусловленные этой структурой трещины в некоторых направлениях могут развиваться более свободно, чем в других направлениях. Например, призматическая и столбчатая структуры характеризуются преобладанием вертикальных

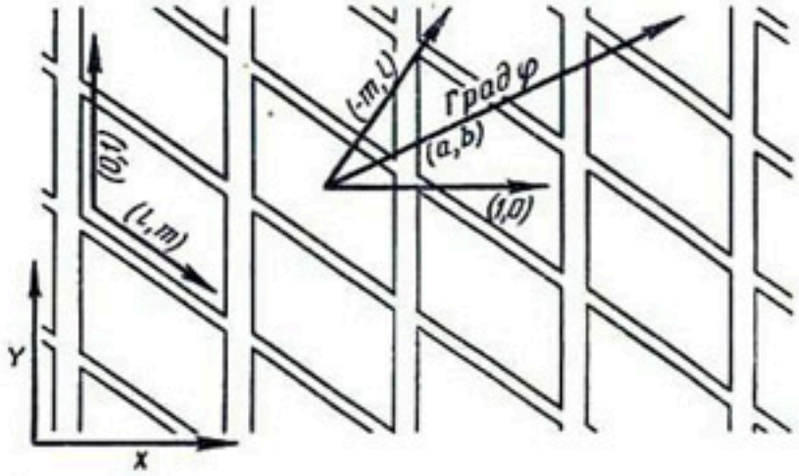


Рис. 19. Идеализированная система трещин структурной почвы. Выражения в скобках являются косинусами указанных направлений.

трещин, а не горизонтальных, в то время как при пластинчатой или слоистой структуре преобладают именно горизонтальные трещины. Это обусловливает различную проводимость почвы в разных направлениях, и о почвах говорят, что они обладают анизотропией или являются анизотропными[1].

Введение понятия анизотропия почв делает необходимым пересмотр закона Дарси. В уравнении (IV,23), выражающем этот закон, постоянная k является скалярной величиной, которую умножают на вектор (—grad φ), чтобы получить другой вектор v, имеющий то же самое направление. Это согласуется и с результатом, наблюдавшимся в эксперименте Дарси, где скорость потока имела направление, противоположное направлению градиента потенциала. На идеализированной модели трещиноватости анизотропной почвы, приведенной на рисунке 19, мы можем показать, что все же существуют некоторые направления, в которых гра-

[1] Отметим, что особенно сильно анизотропия проявляется в торфах — частом объекте дренирования.— *Прим. ред.*

градиент потенциала обусловливает скорость потока в том же направлении. Допустим, что плоскость диаграммы перпендикулярна двум системам трещин слоистой структуры, а декартовы координаты x, y выбираются таким образом, чтобы направляющие косинусы сечений трещин в плоскости диаграммы были соответственно равны (0,1) и (l, m). Допустим, что в одной системе больше трещин, чем в другой, или что трещины в этой системе шире, или то и другое вместе, в результате чего вода передвигается в направлении этих трещин легче, чем в направлении другой системы трещин. Допустим теперь, что градиент потенциала, величина которого равна единице, действует в направлении, имеющем косинусы (a, b). Используя общепринятое обозначение единичных векторов $\boldsymbol{i}$ и $\boldsymbol{j}$ в направлениях x и y соответственно, мы можем написать

$$\text{grad } \varphi = a\boldsymbol{i} + b\boldsymbol{j}. \qquad \text{(IV,30)}$$

Этот градиент потенциала можно разложить на две составляющих, одна из которых перпендикулярна к трещинам с направляющими косинусами (0,1) и поэтому имеет направляющие косинусы (1,0), в то время как другая составляющая перпендикулярна другой системе трещин и поэтому имеет направляющие косинусы ($-m$, l). Остается определить составляющие градиента потенциала, которые имеют соответственно значения U и W. Имеем

$$\text{grad } \varphi = U\boldsymbol{i} + W(-m\boldsymbol{i} + l\boldsymbol{j}). \qquad \text{(IV,31)}$$

Из уравнений (IV,30) и (IV,31) мы получаем:

$$U = a + \frac{mb}{l}; \qquad \text{(IV,32)}$$

$$W = \frac{b}{l}.$$

Составляющая градиента потенциала, которая перпендикулярна к трещинам с направляющими косинусами (0,1), не вызовет тока воды через эти трещины. Поток, обусловленный этой составляющей, будет при таких условиях ограничен направлением другой системы трещин, то есть он будет иметь направляющие косинусы (l, m). Если скорость потока в этом направлении на единицу градиента потенциала, действующего в направлении (1,0), имеет значение Y, то скорость потока при градиенте потенциала $U\boldsymbol{i}$ равна

$$v_U = UY(l\boldsymbol{i} + m\boldsymbol{j}). \qquad \text{(IV,33)}$$

В результате аналогичных рассуждений мы находим, что скорость потока, обусловленная составляющей градиента потенциала $W(-m\boldsymbol{i} + l\boldsymbol{j})$, равна

$$v_W = WZ\boldsymbol{j}. \qquad \text{(IV,34)}$$

В этом уравнении Z является значением скорости потока в трещинах с направлением (0,1) на единицу градиента потенциала с направлением $(-m, l)$. Общая скорость потока v, обусловленная общим градиентом потенциала grad φ, будет поэтому суммой векторов v_U и v_W, то есть в соответствии с уравнениями (IV,33) и (IV,34)

$$v = UYli + (UYm + WZ)\,j. \qquad \text{(IV,35)}$$

В результате подстановки значений U и W из уравнений (IV,32) мы имеем

$$v = (al + mb)\,Yi + \left[\left(a + \frac{mb}{l}\right)Ym + \frac{bZ}{l}\right] j. \qquad \text{(IV,36)}$$

Если существует направление, для которого градиент потенциала (grad φ) и обусловленная им скорость потока имеют одно и то же направление, то в этом направлении скорость потока v должна иметь направляющие косинусы (a, b) те же, что и градиент потенциала, и на основании уравнений (IV,30) и (IV,36) получим

$$\frac{(al + mb)\,Y}{a} = \frac{\left(a + \frac{mb}{l}\right)Ym + \frac{bZ}{l}}{b}. \qquad \text{(IV,37)}$$

Это уравнение можно написать в следующем виде:

$$\left(\frac{a}{b}\right)^2 + \left(\frac{m}{l} - \frac{l}{m} + \frac{Z}{lmY}\right) \cdot \frac{a}{b} - 1 = 0$$

или

$$\left(\frac{a}{b}\right)^2 + \theta\left(\frac{a}{b}\right) - 1 = 0, \qquad \text{(IV,38)}$$

где θ обозначает сумму выражений в круглых скобках, которая выражает свойства проводящей среды. Решение этого уравнения относительно $\left(\frac{a}{b}\right)$ дает

$$\frac{a}{b} = \frac{-\theta \pm (\theta^2 + 4)^{1/2}}{2}. \qquad \text{(IV,39)}$$

Из этого следует, что есть два направления, в которых приложение градиента потенциала вызывает поток того же самого направления, причем направляющими косинусами этих двух направлений являются (a_1, b_1) и (a_2, b_2).
Здесь

$$\frac{a_1}{b_1} = \frac{-\theta + (\theta^2 + 4)^{1/2}}{2};$$

$$\frac{a_2}{b_2} = \frac{-\theta - (\theta^2 + 4)^{1/2}}{2}. \qquad \text{(IV,40)}$$

В результате перемножения двух уравнений (IV,40) получаем

$$\frac{a_1 a_2}{b_1 b_2} = -1;$$

откуда

$$a_1 a_2 + b_1 b_2 = 0. \qquad \text{(IV,41)}$$

Это уравнение показывает, что указанные направления (a_1, b_1) и (a_2, b_2) перпендикулярны друг другу. Мы доказали, что два искомых направления взаимно перпендикулярны даже в том случае, когда трещины, обусловливающие анизотропию, не являются взаимно перпендикулярными.

В частном случае, когда системы обусловленных структурой трещин являются взаимно перпендикулярными, l имеет значение, равное единице, и m—значение, равное нулю, так что θ имеет значение, равное плюс или минус бесконечности. Из уравнений (IV,40) находим:

$$\lim_{\theta \to \infty} \frac{a_1}{b_1} = \frac{1}{\theta} = 0; \qquad \text{(IV,42)}$$

$$\lim_{\theta \to \infty} \frac{a_2}{b_2} = -\left(\theta + \frac{1}{\theta}\right) = -\infty.$$

Используя общее для направляющих косинусов условие

$$a_1^2 + b_1^2 = 1;$$
$$a_2^2 + b_2^2 = 1, \qquad \text{(IV,43)}$$

мы получим окончательно из уравнений (IV,42) и (IV,43)

$$\begin{aligned} a_1 &= 0, & b_1 &= 1; \\ a_2 &= -1, & b_2 &= 0. \end{aligned} \qquad \text{(IV,44)}$$

Из рассмотрения этих условий следует, что в тех случаях, когда системы обусловленных структурой трещин взаимно перпендикулярны, направления самих трещин являются такими, в которых градиент потенциала и обусловленная им скорость потока имеют одно и то же направление.

Мы можем обобщить приведенный выше результат, хотя и без доказательства, для трех измерений. Так как трещины в почве расположены обычно в вертикальной и горизонтальной плоскостях, можно ожидать (и это можно доказать), что вертикальное направление (ось z) и горизонтальные направления (оси x, y) являются направлениями совпадающих градиента потенциала и скорости потока. В этих направлениях для каждого в отдель-

ности можно применять закон Дарси с различными значениями гидравлической проводимости[1] k_x, k_y и k_z, то есть:

$$v_x = -k_x \operatorname{grad}_x \varphi; \qquad \operatorname{grad}_x \varphi = \frac{d\varphi}{dx} i;$$

$$v_y = -k_y \operatorname{grad}_y \varphi; \qquad \operatorname{grad}_y \varphi = \frac{d\varphi}{dy} j; \qquad \text{(IV,45)}$$

$$v_z = -k_z \operatorname{grad}_z \varphi; \qquad \operatorname{grad}_z \varphi = \frac{d\varphi}{dz} k.$$

Множители i, j, k являются единичными векторами соответственно в направлениях x, y и z, которые могут быть названы главными осями. Если градиент потенциала имеет направление, не совпадающее с направлением главной оси, то он может быть разложен на составляющие по направлению осей, то есть

$$\operatorname{grad} \varphi = (i \operatorname{grad} \varphi) i + (j \operatorname{grad} \varphi) j + (k \operatorname{grad} \varphi) k. \qquad \text{(IV,46)}$$

При этом точки получаются для скалярного произведения векторов. Результирующий поток v имеет следующие составляющие в направлении осей:

$$v = v_x + v_y + v_z. \qquad \text{(IV,47)}$$

Объединяя равенства (IV,45), (IV,46) и (IV,47), получим

$$v = -[k_x (i \operatorname{grad} \varphi) i + k_y (j \operatorname{grad} \varphi) j + k_z (k \operatorname{grad} \varphi) k]. \qquad \text{(IV,48)}$$

Когда все значения k равны между собой — в этом случае изотропных почв уравнение (IV,48) превращается в уравнение (IV,23) — и если все скалярные произведения, за исключением одного, равны нулю (то есть когда $\operatorname{grad} \varphi$ направлен вдоль одной из осей), уравнение (IV,48) превращается в одно из уравнений (IV,45). В этих случаях поток имеет направление ($-\operatorname{grad} \varphi$). В других случаях направление v отличается от направления $-\operatorname{grad}\varphi$. Для пояснения на простом примере допустим, что $\operatorname{grad} \varphi$ находится в плоскости осей x, y, составляя угол θ с осью x, как это показано на рисунке 20. Уравнение (IV,48) для этого случая имеет вид

$$v = -|\operatorname{grad} \varphi| \cdot (k_x \cdot \cos \theta i + k_y \cdot \sin \theta j). \qquad \text{(IV,49)}$$

Поэтому скорость потока имеет значение $|v|$ и составляет угол ψ с осью x, причем

$$|v| = |\operatorname{grad} \varphi| \sqrt{k_x^2 \cos^2 \theta + k_y^2 \sin^2 \theta};$$

$$\operatorname{tg} \psi = \frac{k_y}{k_x} \operatorname{tg} \theta. \qquad \text{(IV,50)}$$

[1] То есть коэффициентов фильтрации.— *Прим. ред.*

Уравнение (IV,48) можно написать в следующем виде:

$$v = -(k_x \cdot \operatorname{grad}\varphi)\,i + (k_y \cdot \operatorname{grad}\varphi)\,j + (k_z \cdot \operatorname{grad}\varphi)\,k = \\ = -(ik_x + jk_y + kk_z) \cdot \operatorname{grad}\varphi = -\Omega \cdot \operatorname{grad}\varphi. \qquad \text{(IV,51)}$$

Символ Ω является векторным выражением для суммы произведений, состоящих из двух элементов[1]. В нашем случае эта сумма состоит из трех таких попарных произведений ik_x, jk_y и kk_z. Уравнение (IV,51) является очень простым выражением закона Дарси для анизотропной почвы, но, решая частные задачи, мы обнаружили, что удобнее пользоваться уравнением (IV,45)[2].

Уравнение Стокса-Навье подробно характеризует движение воды в поровом пространстве и приводит к закону Дарси только в том случае, когда объемы почвы, с которыми мы имеем дело, настолько велики по сравнению с размерами пор, что изменения скорости внутри пор образуют тонкую структуру, наложенную на среднюю скорость в слишком мелком масштабе, чтобы ее можно было заметить. Точно так же анизотропия обусловливается структурными характеристиками, которые выражаются в значительно меньшем масштабе, чем масштаб границ задачи потока, с которой нам приходится иметь дело. Для доказательства допустим, что наша почва состоит из горизонтальных перемежающихся слоев, каждый толщиной d, с проводимостью k_1 и k_2. Средняя скорость потока v_H для градиента потенциала в горизонтальном направлении будет

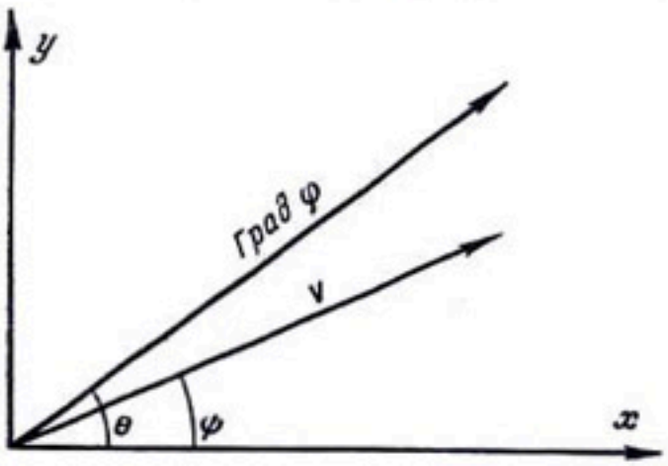


Рис. 20. Несовпадение направлений градиента потенциала и обусловленной им скорости потока в анизотропной среде.

$$v_H = -\frac{\frac{n}{2}\,dk_1 \operatorname{grad}\varphi + \frac{n}{2}\,dk_2 \operatorname{grad}\varphi}{nd} = \\ = -\frac{k_1 + k_2}{2} \operatorname{grad}\varphi. \qquad \text{(IV,52)}$$

---

[1] Ω — симметричный тензор; этот результат ранее был получен Феррандоном (1948), см. А. Э. Шейдеггер. Физика течения жидкостей через пористые среды, Гостоптехиздат, М., 1960.— *Прим. ред.*

[2] См. иной вывод уравнений для анизотропной среды у П. Я. Полубариновой-Кочиной. Теория движения грунтовых вод.— *Прим. ред.*

Уравнение (IV,48) можно написать в следующем виде:

$$v = -(k_x \cdot \operatorname{grad}\varphi)\,i + (k_y \cdot \operatorname{grad}\varphi)\,j + (k_z \cdot \operatorname{grad}\varphi)\,k = \\ = -(ik_x + jk_y + kk_z) \cdot \operatorname{grad}\varphi = -\Omega \cdot \operatorname{grad}\varphi. \qquad \text{(IV,51)}$$

Символ Ω является векторным выражением для суммы произведений, состоящих из двух элементов[1]. В нашем случае эта сумма состоит из трех таких попарных произведений ik_x, jk_y и kk_z. Уравнение (IV,51) является очень простым выражением закона Дарси для анизотропной почвы, но, решая частные задачи, мы обнаружили, что удобнее пользоваться уравнением (IV,45)[2].

Уравнение Стокса-Навье подробно характеризует движение воды в поровом пространстве и приводит к закону Дарси только в том случае, когда объемы почвы, с которыми мы имеем дело, настолько велики по сравнению с размерами пор, что изменения скорости внутри пор образуют тонкую структуру, наложенную на среднюю скорость в слишком мелком масштабе, чтобы ее можно было заметить. Точно так же анизотропия обусловливается структурными характеристиками, которые выражаются в значительно меньшем масштабе, чем масштаб границ задачи потока, с которой нам приходится иметь дело. Для доказательства допустим, что наша почва состоит из горизонтальных перемежающихся слоев, каждый толщиной d, с проводимостью k_1 и k_2. Средняя скорость потока v_H для градиента потенциала в горизонтальном направлении будет

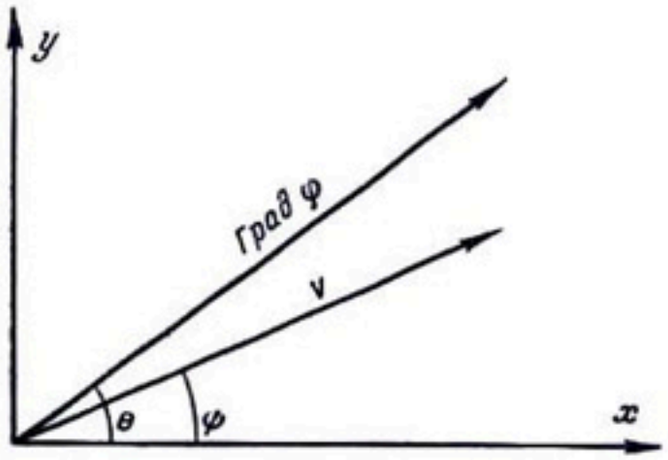


Рис. 20. Несовпадение направлений градиента потенциала и обусловленной им скорости потока в анизотропной среде.

$$v_H = -\frac{\frac{n}{2}\,dk_1 \operatorname{grad}\varphi + \frac{n}{2}\,dk_2 \operatorname{grad}\varphi}{nd} = \\ = -\frac{k_1 + k_2}{2} \operatorname{grad}\varphi. \qquad \text{(IV,52)}$$

[1] Ω — симметричный тензор; этот результат ранее был получен Феррандоном (1948), см. А. Э. Шейдеггер. Физика течения жидкостей через пористые среды, Гостоптехиздат, М., 1960.— *Прим. ред.*

[2] См. иной вывод уравнений для анизотропной среды у П. Я. Полубариновой-Кочиной. Теория движения грунтовых вод.— *Прим. ред.*

$$v = -\frac{n\pi r^4}{8\mu}\ \mathrm{grad}\,\varphi = -\frac{fr^2}{8\mu}\ \mathrm{grad}\,\varphi, \qquad \text{(IV,55)}$$

где f— сечение пор, равное $n\pi r^2$.

Из сопоставления уравнения (IV,55) с уравнением (IV,23) мы видим, что проводимость k имеет выражение

$$k = \frac{fr^2}{8\mu}. \qquad \text{(IV,56)}$$

Аналогичное уравнение потока через «почву» с n параллельными плоскими щелями на один сантиметр толщины, при ширине каждой щели D, будет иметь вид

$$v = -\frac{nD^3}{12\mu}\ \mathrm{grad}\ \varphi = -\frac{fD^2}{12\mu}\ \mathrm{grad}\,\varphi. \qquad \text{(IV,57)}$$

Пористость f в этом случае получает значение nD. Проводимость k определяется выражением

$$k = \frac{fD^2}{12\mu}. \qquad \text{(IV,58)}$$

Последняя формула применима также в тех случаях, когда трещины не параллельны, а пересекаются по линиям, параллельным направлению градиента потенциала, при условии, что число пересечений не является настолько большим, чтобы стало заметным увеличение пористости, обусловленное этими пересечениями. Наличие трещин, перпендикулярных направлению градиента потенциала, не оказывает большого влияния на проводимость, если ширина этих трещин незначительна по сравнению с расстоянием между ними. Эти поперечные трещины расположены в общем направлении эквипотенциальных поверхностей системы и, следовательно, не пропускают воду в этом направлении. Как показано на рисунке 21, линии потока несколько расходятся в поперечных трещинах, представляющих местные расширения действующих каналов. Эффективное увеличение ширины на участках с местными расширениями (т. е. Δ на

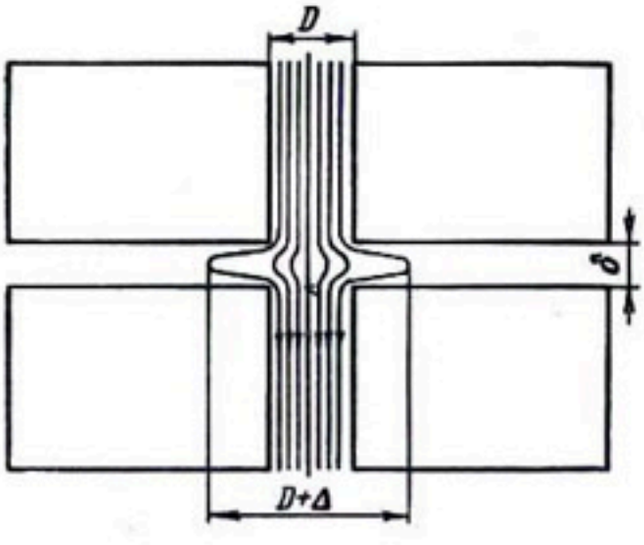


Рис. 21. Изображенное линиями тока движение через почвенные трещины показывает, что поперечные трещины являются малоэффективными в качестве проводников почвенной воды.

рисунке 21) является величиной такого же порядка, как ширина δ поперечного канала, потому что немногие линии тока проникают далеко по боковым ходам. Здесь необходимо отметить, что в такой модели почвы значительная часть всего пространства пор может быть «мертвым пространством» с точки зрения увеличения проводимости. Эффективный проводящий слой и мертвое пространство могут поменяться ролями при изменении направления градиента потенциала.

Модель капиллярной трубки была усовершенствована впоследствии Ферон и Хэчем (1933), заменившими радиусный фактор в уравнении (IV,56) гидравлическим радиусом, который определяется как отношение поперечного сечения проводящего канала к смоченному периметру. Этот прием используется инженерами для того, чтобы формулы, выведенные для каналов круглого сечения, применять к каналам, сечение которых не является круглым. Обусловленная этим погрешность обычно не превышает допустимую. Для трубы круглого сечения легко показать, что гидравлический радиус ζ равен фактическому диаметру[1] и поэтому его подстановка вместо $2r$ в уравнение (IV,56) дает

$$k = \frac{f\zeta^2}{32\mu}. \qquad \text{(IV,59)}$$

Отношение поперечного сечения трубы к смоченному периметру, очевидно, равно отношению объема содержащейся в этой трубе воды к смоченной поверхности трубы, так как последнее отношение получается из первого путем умножения как числителя, так и знаменателя на длину трубы. Если мы возьмем объем почвы V_A, то содержащийся в ней объем пор будет $f V_A$ и смоченная поверхность может быть обозначена через S, откуда

$$\zeta = \frac{fV_A}{S},$$

$$k = \frac{f^3 \left(\frac{V_A}{S}\right)^2}{32\mu}. \qquad \text{(IV,60)}$$

Проводимость выражена через пористость и смоченную поверхность, приходящуюся на единицу объема «почвы», т. е. через величины, которые скорее скрывают природу модели, а не расширяют возможности ее применения для более общих видов моделей. Объем V_A содержит fV_A см^3 занятого порами пространства и

[1] Гидравлический радиус для трубы круглого сечения равен четвертой части диаметра или $\frac{r}{2}$, а не $2r$.— *Прим. переводчика.*

($V_A - fV_A$), или V $см^3$, твердой фазы. Таким образом, уравнение (IV,60) принимает вид

$$k = \frac{f^3\left(\frac{V_A}{V_A - fV_A} \cdot \frac{V}{S}\right)^2}{32\mu} = \frac{\frac{f^3}{(1-f)^2}\Big/\left(\frac{S}{V}\right)^2}{32\mu}. \qquad \text{(IV,61)}$$

В такой форме это уравнение можно применить к рыхлым пескам. Фактически оно было выведено Козени (1927) именно для таких материалов, но другим способом и получило его имя[1]. Следует отметить, что f зависит только от расположения частиц песка, а не от их распределения по размерам, в то время как отношение $\frac{S}{V}$ зависит только от распределения частиц по размерам, а не от пористости[2].

Уравнения (IV,55)— (IV,61) не учитывают того, что пути потока могут быть не прямолинейными. Если расстояние между эквипотенциальными поверхностями φ_1 и φ_2 равно l_a, а действительная длина пути изгибающегося потока равна l, то отношение $\frac{l}{l_a}$ называется коэффициентом извилистости t. Вилли и Роуз (1950) показали, что можно определить коэффициент извилистости для капиллярной модели на основании измерений электрической проводимости пористого тела, насыщенного раствором с известной проводимостью. Сохраняя символ gradφ для наблюдаемого (кажущегося) градиента потенциала $\frac{(\varphi_1 - \varphi_2)}{l_a}$, мы находим, что истинный градиент потенциала по длине извилистого пути $\frac{(\varphi_1 - \varphi_2)}{l}$ равен $\frac{o}{l}$ grad φ или $\frac{1}{t}$ grad φ. Подстановка этого значения вместо grad φ в уравнение (IV,55) дает

$$v = -\frac{fr^2}{8\mu t}\text{grad } \varphi. \qquad \text{(IV,62)}$$

Уравнения от (IV,56) до (IV,61) соответственно преобразуются путем введения множителя t в их знаменатели.

Последняя модель, Чайлдса и Коллиз-Джорджа (1950), отличается от непрерывных капиллярных трубок. Эти авторы счи-

---

[1] В выводе уравнений с IV,59 по IV,61 автором допущена отмеченная выше ошибка, увеличившая знаменатели в этих формулах в 16 раз. Кроме того, формула IV,61 не отражает основного результата Козени — перехода от реального грунта к модели капиллярных трубок. Подробное рассмотрение этих вопросов можно найти в монографиях Л. С. Лейбензона и А. Э. Шейдеггера. — *Прим. ред.*

[2] Утверждения автора в отношении реальных грунтов сомнительны.— *Прим. ред.*

тают, что поры являются короткими капиллярными трубками равной длины, распределение радиусов которых предопределяется характеристикой влажности, описанной в разделе III (глава 3). При этом предполагается случайная последовательность пор.

Рассмотрим поперечное сечение, перпендикулярное к градиенту потенциала, которое содержит соединения между порами; поры слева от этого сечения соединяются с другими порами различных размеров, находящимися справа. По характеристике влажности мы можем найти объем δV на единицу объема почвы, который приходится на поры с размерами в пределах от r до $r + \delta r$. Величине δV соответствует также часть площади поперечного сечения, которая приходится на поры данных размеров.

Теперь рассмотрим последовательность пор, состоящую из пор размером от r_α до $r_\alpha + \delta r$ и находящихся слева от соединения, которые связаны с порами размером от r_β до $r_\beta + \delta r$, находящимися справа от соединения. Площадь пор первого размера, приходящаяся на единицу площади поперечного сечения почвы, слева от соединения равна δV_α, а так как последовательность пор является случайной, то доля площади, которая приходится на поры размера r_β справа, равна δV_β. Следовательно, площадь, приходящаяся на ряд r_α r_β (на единицу площади поперечного сечения) равна произведению $\delta V_\alpha \cdot \delta V_\beta$.

Учитывая, что в уравнение Пуазейля входит множитель r^4, мы можем пренебречь влиянием, которое оказывают более крупные поры ряда, скажем, r_α на сопротивление потоку. Общая разность потенциала, приложенная к ряду, действует через более мелкие поры, так что истинный градиент потенциала в два раза больше кажущегося grad. φ и число параллельных каналов потока на единицу площади сечения равно $\frac{\delta V_\alpha \cdot \delta V_\beta}{\pi r_\beta^2}$. Применение уравнения Пуазейля для этой системы приводит к уравнению

$$\delta v = -\frac{\pi r_\beta^4 \cdot \delta V_\alpha \cdot \delta V_\beta}{4\mu\pi r_\beta^2} \operatorname{grad} \varphi,$$

где δv является приращением скорости потока, которое обусловлено рядом пор r_α r_β. Общая скорость потока будет поэтому

$$v = \frac{1}{4\mu} \sum_{\alpha:0}^{\alpha:\delta} \sum_{\beta} r_\beta^2 \cdot \delta V_\alpha \cdot \delta V_\beta \operatorname{grad} \varphi, \qquad \text{(IV,63)}$$

откуда

$$k = \frac{1}{4\mu} \sum_{\alpha} \sum_{\beta} r_\beta^2 \cdot \delta V_\alpha \cdot \delta V_\beta. \qquad \text{(IV,64)}$$

Радиус пор r относится к натяжению, равному h см водяного столба, при котором почва теряет объем δV в соответствии с урав-

нением (III,5) раздела III,3, так что при выражении через h уравнение (IV,64) получает вид

$$k = \frac{\sigma^2}{\mu g^2 \varrho^2} \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \frac{\delta V_\alpha \cdot \delta V_\beta}{h_\beta^3}, \qquad \text{(IV,65)}$$

причем σ и ϱ являются соответственно поверхностным натяжением и плотностью почвенной воды. Учитывая характер допущений, сделанных при выводе уравнения (IV, 65), Чайлдс и Коллиз-Джордж предложили множитель в уравнении (IV,65) рассматривать как постоянную пропорциональности, которая должна быть найдена эмпирически в условиях применения этого уравнения к потоку воды через пески и аналогичные материалы, но следует отметить, что их «подобранный множитель» 0,56 близок к значению 0,59 множителя $\frac{\sigma^2}{\mu g^2 \varrho^2}$ в уравнении (IV, 65).

6. ГИДРАВЛИЧЕСКАЯ ПРОВОДИМОСТЬ НЕНАСЫЩЕННЫХ ПОЧВ

До сих пор мы рассматривали поток воды через насыщенные грунты, для которых эффективно проводящим является все поровое пространство. При этом подразумевалось, что гидростатическое давление повсюду является положительным. Это условие обычно выполняется во всех инженерных проблемах водоснабжения, дренирования грунтовых вод, фильтрации через насыпь и под насыпями и т. д.

Представим себе эксперимент, подобный эксперименту Дарси, но с ненасыщенной почвой. Ненасыщенность является предпосылкой к тому, что почва повсюду находится под воздействием отсасывающей силы, так что разность потенциалов между противоположными поверхностями образца почвы должна поддерживаться не за счет разности высот положительного гидростатического давления, а за счет разности отсасывающих сил. Это может быть достигнуто, например, в образце, зажатом между плоскими пористыми поверхностями тензиометров, в которых поддерживаются разные значения всасывающей силы, как показано на рисунке 22. Прибор такого типа применялся Ричардсом в его работах, которые являлись первыми в этой области[1] (Ричардс, 1931).

---

[1] Впервые опыты по определению всасывающего давления в почвах и практическое использование данных этих опытов при подпочвенном орошении в СССР были осуществлены в двадцатых годах В. Г. Корневым.— *Прим. ред.*

Трудности здесь заключаются в том, что по мере изменения отсасывающей силы вдоль оси образца будет изменяться также содержание влаги и гидравлическая проводимость. При условии, что скорость потока остается повсюду постоянной, из уравнения (IV,23) следует, что градиент потенциала изменяется вдоль оси образца, являясь высоким там, где проводимость низка, и наоборот. Как правило, в результате получаются кривые распределения, показанные на рисунке 23.

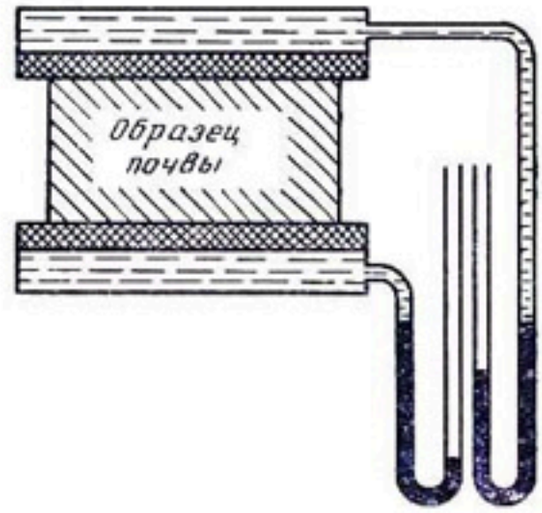


Рис. 22. Детали прибора для измерения гидравлической проводимости ненасыщенной почвы. Вода подается и извлекается под действием сосущей силы через ходы пористых пластинок.

Проводимость при данном содержании влаги должна определяться измерением градиента потенциала в т о ч к е, где преобладает данное содержание влаги. При этом требуется, чтобы постановка эксперимента позволяла измерять распределение потенциала и содержание влаги вдоль оси почвенного образца. Недостаточно измерить потенциалы у концов колонки (что является допустимым для насыщенных почв) и нельзя считать, что полученный таким образом средний градиент потенциала равен однородному градиенту во всех точках колонки. Безусловно, необходимо также обеспечить возможность определять влагосодержание без нарушения потока воды в течение всего эксперимента.

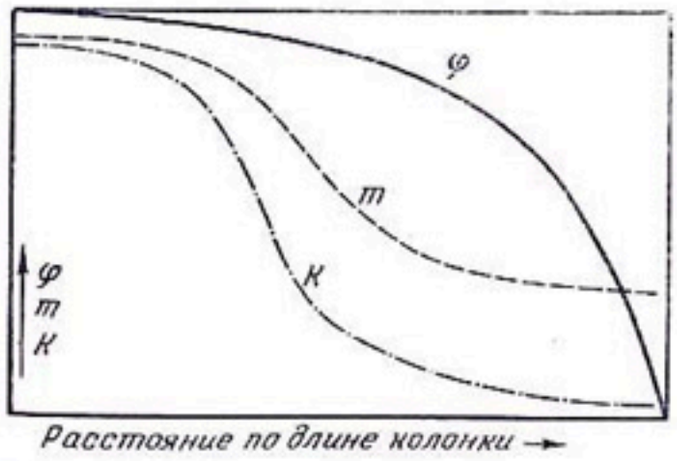


Рис. 23. Изменение содержания влаги (m), гидравлической проводимости (k) и потенциала (φ) вдоль колонки гипотетической ненасыщенной почвы, пропускающей постоянный поток воды.

Экспериментальное измерение проводимости будет подробно рассматриваться в другой главе. Здесь достаточно сказать, что измерения, служащие для определения изменений гидравлической проводимости в зависимости от содержания влаги, были проведены Муром (1939), тогда как Чайлдс и Коллиз-Джордж (1950) воспользовались несколько иными принципами. Они исходили из того факта, что содержание влаги и отсасывающая сила не изме-

няются на значительной длине, если вода стекает вниз по достаточно длинной колонке, так что градиент потенциала является полностью гравитационным. Придавая колонке уклон, можно применять различные градиенты. При таком расположении упрощается измерение содержания влаги с помощью электрических методов. Таким образом можно показать, что ненасыщенные почвы подчиняются закону Дарси так же, как насыщенные. На рисунке 24 показаны результаты, полученные для трех различных материалов.

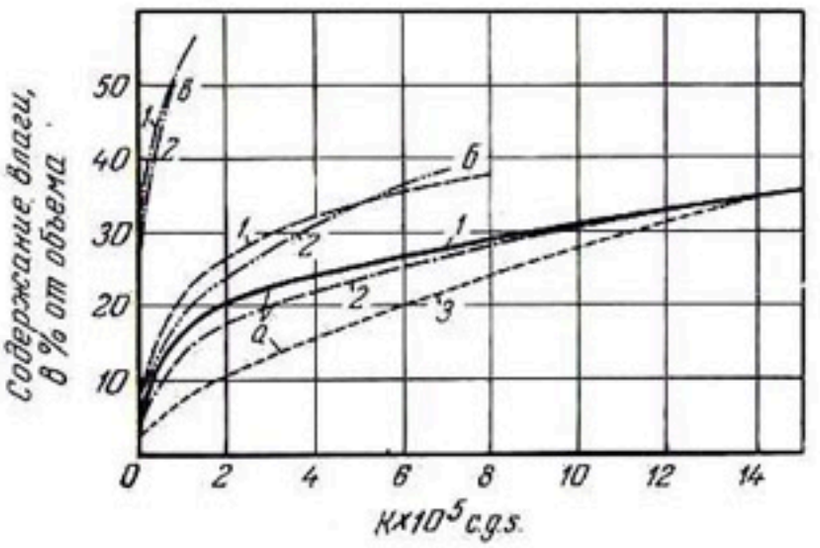


Рис. 24. Гидравлическая проводимость некоторых пористых материалов как функция содержания влаги:

а — песок $\frac{1}{2}$ —1 мм (*1* — наблюдаемая, *2* — вычисленная по методу Чайлдса и Коллиз-Джорджа, *3* — вычисленная по формуле Козени без поправки на извилистость); *б* — песок $\frac{1}{4}-\frac{1}{2}$ мм (*1* — наблюдаемая, *2* — вычисленная); *в* — сланцевая пыль (*1* — наблюдаемая, *2* — вычисленная).

Мы видим, что гидравлическая проводимость резко уменьшается в первых стадиях уменьшения содержания влаги. В некоторых примерах, приведенных на рисунке 24, уменьшение проводимости на 50% достигается при уменьшении содержания влаги не более чем на 20%. Причина этого в том, что все четыре фактора, перечисленные ниже, действуют в одном направлении. Во-первых, уменьшение содержания влаги уменьшает эффективную пористость. Поскольку потеря воды сопровождается поступлением воздуха, то поры, наполненные воздухом, не являются эффективными каналами для потока воды (с таким же успехом они могли бы быть заполнены воском). Во-вторых, поскольку уменьшение содержания влаги вызывается увеличением отсасывающей силы и самые крупные поры освобождаются от воды уже

при небольших значениях отсасывающей силы (т. е. раньше, чем мелкие поры), наиболее эффективно проводящие поры выключаются из работы на более ранних стадиях уменьшения влажности. В-третьих, через освобожденные от воды поры остающиеся пути потока не проходят, в результате чего эти пути по мере удаления воды становятся более извилистыми. В-четвертых, в почвах, дающих усадку, при увеличении отсасывающей силы уменьшаются и размеры пор, остающихся заполненными водой. В структурных почвах по сравнению с бесструктурными значительное уменьшение гидравлической проводимости происходит на ранних стадиях высыхания, так как крупные поры, обеспечивающие высокую проводимость, представляют собой непрерывные трещины, которые, освободившись от воды, образуют эффективные барьеры, препятствующие движению воды от одного агрегата к другим. Так как структурная пористость может составлять только небольшую часть общей пористости, удаление этой небольшой части общей емкости насыщения может уменьшить гидравлическую проводимость практически до нуля.

Вычисление гидравлической пористости моделей основывалось на допущении, что все поры заполнены текущей жидкостью. Проводимость ненасыщенных сред может быть вычислена при известных допущениях с условием, что при определении пористости и удельной поверхности заполненные воздухом поры считаются частью твердой фазы. Например, по методу Чайлдса и Коллиз-Джорджа факторы, способствующие проводимости, суммируются для всех последовательностей пор, за исключением тех, которые содержат хотя бы одну пору, являющуюся достаточно крупной, чтобы быть заполненной воздухом при существующей отсасывающей силе. На рисунке 24 показаны кривые, рассчитанные по этому методу, в сопоставлении с наблюдаемыми кривыми и с кривой, рассчитанной по уравнению Козени (IV,60). Так как это уравнение в его простейшей форме не учитывает извилистости пор и изменения этой извилистости в зависимости от содержания влаги, уменьшение проводимости получается слишком медленным (см., например, Вилли и Спэнглер, 1951).

Когда вода движется вдоль почвенной колонки с переменным содержанием влаги, то закон Дарси может быть выражен с помощью градиента профиля влажности (т. е. градиента содержания влаги) или с помощью градиента потенциала (Чайлдс и Коллиз-Джордж, 1950). Предположим, что колонка наклонена к вертикали под углом θ и что содержание влаги и гидростатическое давление на расстоянии l, измеренном от нижнего конца по длине колонки, равны соответственно m и P. Отсасывающую силу обозначаем через P, имеющее отрицательное значение. Измерения высоты h для вычисления потенциала φ производим от нижнего кон-

ца колонки. Затем, используя уравнение (IV,13), получаем

$$\varphi = P + g\varrho h = P + g\varrho l \cos\theta. \qquad \text{(IV,66)}$$

Тогда на основании уравнений (IV,23) и (IV,66) закон Дарси примет вид

$$v = -k\left(\frac{dP}{dl} + g\varrho\cos\theta\right) \qquad \text{(IV,67)}$$

Так как колонка в соответствии с принятой гипотезой является ненасыщенной, то давление будет отрицательным и, что еще более важно, оно будет зависеть от содержания влаги, что вытекает из характеристики влажности. Поэтому уравнение (IV,67) может быть написано в следующем виде:

$$v = -k\left(\frac{dP}{dm}\cdot\frac{dm}{dl} + g\varrho\cos\theta\right) \qquad \text{(IV,68)}$$

Мы видим теперь, что обе проводимости (k и величина dP/dm) являются свойствами почвы, которые представляют собой функции содержания влаги. Вторая из этих двух величин является величиной, обратной уклону характеристики влажности при содержании влаги, имеющемся в рассматриваемой точке колонки. Следовательно, произведение $k(dP/dm)$ также является свойством почвы и функцией содержания влаги в почве и может быть заменено символом $\varkappa$ в уравнении (IV,68):

$$v = -\varkappa\frac{dm}{dl} - kg\varrho\cos\theta. \qquad \text{(IV,69)}$$

Первый член правой части уравнения (IV,69) представляет собой составляющую скорости потока, пропорциональную градиенту содержания влаги, т. е. градиенту концентрации переносимого вещества. Эта составляющая потока подчиняется закону диффузии Фика, и $\varkappa$ здесь является коэффициентом диффузии, который находится в функциональной зависимости от содержания почвенной влаги. Второй член этого уравнения не подчиняется закону Фика; он представляет собой гравитационный поток и может изменяться от нуля при движении в горизонтальном направлении (т. е. когда значение $\cos\theta$ равно нулю) до максимального значения $-kg\varrho\theta$ при значении $\cos\theta$, равном единице (в случае вертикального потока). Следует подчеркнуть, что выражение первого члена потока в форме закона Фика, включающее коэффициент диффузии, не вскрывает новых физических явлений, а просто выражает закон Дарси в форме, которая является приемлемой для математического анализа задач, связанных с образованием профиля влажности. Вычисление коэффициента диффузии как функции содержания влаги показано на рисунке 25. При данном содержании

влаги значение dP/dm определяется по положению касательной к кривой, являющейся характеристикой влажности, значение k получается по графику зависимости гидравлической проводимости от содержания влаги, и произведение этих двух величин изображается графически на третьей диаграмме в качестве коэффициента диффузии $\varkappa$.

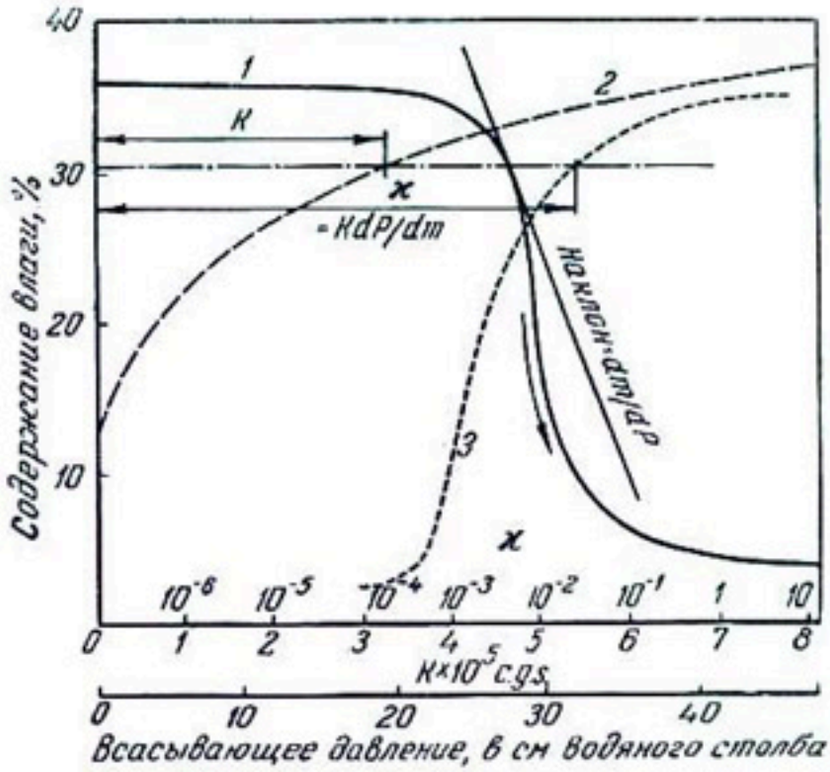


Рис. 25. Определение коэффициента диффузии почвенной влаги по гидравлической проводимости и характеристике влажности при данном содержании влаги:

1 — характеристика влажности, выражающая зависимость между влажностью m и всасывающим давлением; *2* — гидравлическая проводимость как функция влажности; *3* — коэффициент диффузии как функция влажности.

При выбранном содержании влаги коэффициент диффузии вычисляется путем деления величины проводимости на наклон характеристики влажности.

Хотя гидравлическая проводимость очень мало зависит от содержания влаги, значение dP/dm подвержено влиянию гистерезиса, изменяющего характеристику влажности. При одном и том же содержании влаги это отношение (а следовательно, и значение $\varkappa$) будет зависеть от того, по какой характеристике влажности оно определяется: по кривой, найденной путем увлажнения или сушки образца почвы, или по кривой, построенной более точно (по точкам). Частная характеристика, исходя из которой должно быть получено dP/dm, будет определяться, конечно, обстоятельствами, свойственными данному частному случаю движения воды. На рисун-

ке 25 показан коэффициент диффузии, вычисленный по характеристике, построенной для случая «сушки» образца почвы. В противоположность этому просачивание поверхностной воды в сухую почву было бы связано с коэффициентом диффузии, вычисленным по характеристике для условий увлажнения.

Можно отметить, что мы не приняли здесь рекомендации Комитета по терминологии Американского общества почвоведов (Ричардс, 1952) оставить выражение «гидравлическая проводимость» для насыщенных почв, а такие выражения, как «капиллярная проводимость» или «ненасыщенная проводимость», употреблять для ненасыщенных почв. Величина, которая подлежит определению, обозначается символом k в уравнении Дарси, независимо от того, что представляет собой среда. Сухая почва и влажная почва являются различными средами, имеющими различные значения k, но эти почвы не имеют различий по качеству физических свойств[1]. Насыщенное состояние лишь частный случай общего состояния влажности; ему придается особая важность только потому, что до последних двух-трех десятилетий его значение слишком преувеличивали в ущерб значению ненасыщенного состояния.

7. ПЕРЕНОС ВОДЯНОГО ПАРА В ПОЧВЕ

Когда почва не насыщена, заполненное воздухом поровое пространство открывает путь для движения водяного пара. Такое движение происходит в форме молекулярной диффузии через почвенный воздух и обусловливает перенос воды, если имеется градиент парциального давления водяного пара. Даже в изотермических условиях существует такой градиент, если имеется градиент давления в жидкой почвенной воде. Филип (1955b). показал, что скорость переноса в фазе пара при этом пропорциональна градиенту содержания жидкой воды (т. е. перенос подчиняется уравнению диффузии, выражающему зависимость переноса от градиента концентрации жидкой воды).

Закон Фика для молекулярной диффузии в применении к пару почвенной воды имеет вид

$$v = -a(f-m)\,D\cdot \operatorname{grad}\sigma, \qquad \text{(IV,70)}$$

[1] В СССР применяются различные термины для обозначения коэффициента $\varkappa$ — коэффициент водопроницаемости почвогрунтов при неполном насыщении, коэффициент капиллярной водопроницаемости и др. (см. например, С. Ф. Аверьянов, ДАН СССР, т. 69, вып. 2, 3, 1949); близкую по смыслу величину Л. В. Лыков называет коэффициентом потенциалопроводности (А. В. Лыков. Явления переноса в капиллярно-пористых телах, Гостехтоиздат, М., 1954).— *Прим. ред.*

где σ — масса водяного пара на единицу объема почвенного воздуха;
f — суммарная пористость;
m — объем жидкой воды на единицу объема почвы;
D — коэффициент диффузии водяного пара через воздух;
α — константа, имеющая значение около 0,6 для содержания почвенной влаги, при котором движение пара будет довольно заметным (Ненман, 1940; ван Бейвел, 1952).

Выражение, связывающее σ с давлением почвенной воды P, может быть легко выведено из уравнения (III,3) с учетом закона Бойля, который предопределяет, что плотность пара прямо пропорциональна давлению пара. В результате получаем

$$\sigma/\sigma_0 = \exp(MP/RT),$$

откуда

$$d\sigma/dm = (\sigma_0 M/RT)\exp(MP/RT)\,dP/dm, \qquad \text{(IV,71)}$$

где M — молекулярный вес воды;
P — давление почвенной воды.

В ненасыщенной почве P будет иметь отрицательное значение, т. е. оно будет представлять собой отсасывающую силу. Объединяя уравнения (IV,70) и (IV,71), получим

$$v = -\alpha(f-m)(\sigma_0 MD/RT)(dP/dm)\exp(MP/RT)\,\mathrm{grad}\,m. \qquad \text{(IV,72)}$$

Это уравнение можно написать в следующей форме:

$$v = -\varkappa_{\text{пара}}\cdot\mathrm{grad}\,m, \qquad \text{(IV,73)}$$

где $\varkappa_{\text{пара}}$ является коэффициентом диффузии, значение которого определяется уравнением

$$\varkappa_{\text{пара}} = -\alpha(f-m)(\sigma_0 MD/RT)(dP/dm)\exp(MP/RT). \qquad \text{(IV,74)}$$

Все множители правой стороны уравнения (IV,74) являются или известными физическими константами, характеризующими свойства воды при данной температуре, или поддающимися определению свойствами почвы. Поэтому значение $\varkappa_{\text{пара}}$ может быть определено при любом заданном содержании влаги m. Общая способность к диффузии будет определяться суммой значений $\varkappa$ из уравнения (IV,69) и $\varkappa_{\text{пара}}$. Филип для йольского «легкого суглинка» приводит кривую, показывающую зависимость общей способности к диффузии и относительного значения жидкости и пара от содержания влаги.

Перевод О. В. Шаповаловой

V. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ДРЕНАЖА

1. НЕКОТОРЫЕ УСЛОВИЯ ДРЕНАЖА

При решении любого вопроса дренажа мы прежде всего заинтересованы в определении давления почвенной воды (или отсасывающей силы) и содержания влаги в данных точках почвы, что осуществляется с помощью закона Дарси для среды, в которой предполагаются справедливыми определенные условия. Эти условия называются граничными условиями, которые неотделимы

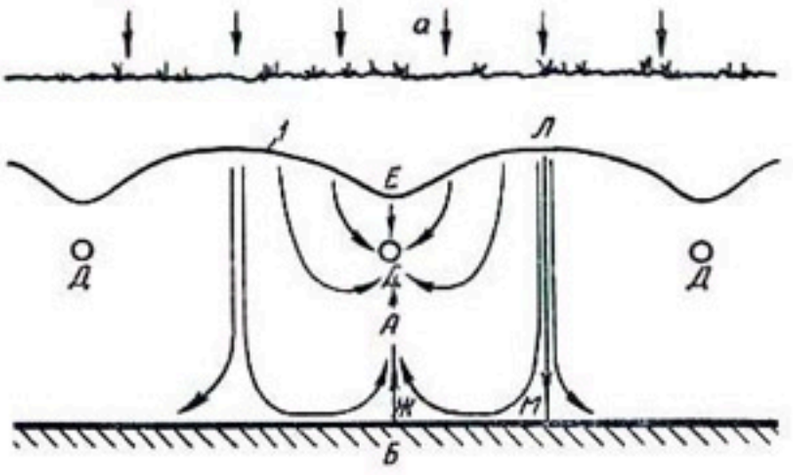


Рис. 26. Поверхность грунтовых вод *1* поддерживается на определенном уровне за счет устойчивых осадков *a*, выпадающих на водопроницаемый слой *Л* при наличии в нем дрен *Д*. Стрелки указывают приблизительное направление движения грунтовых вод к дренам.

от решения частных проблем дренажа. Следовательно, полная характеристика граничных условий представляет собой характеристику каждой конкретной задачи дренажа. Следовательно, нам предстоит рассмотреть различные условия, с которыми мы встречаемся при дренаже, и выявить природу граничных условий.

Проблема дренажа часто включает в себя комплекс различных вопросов, и поэтому в целях выявления основных особенностей дренажа мы будем рассматривать схему действия дренажа в упрощенном и идеализированном виде. Полученные результаты при их правильном сочетании можно применить и в полевых условиях. Случай, которому придают наибольшее значение, представлен на рисунке 26, где показан поперечный разрез почвы.

Здесь мы имеем верхний слой *Л* с относительно высокой водопроницаемостью, покоящийся на слое *Б*, который относительно водонепроницаем. Считается, что водопроницаемое ложе безуклонное, а горизонтальная протяженность верхнего слоя доста-

точно велика. Осадки *а* поглощаются слоем *А* со скоростью, намного превышающей ту незначительную скорость впитывания, которая свойственна слою *Б*, поэтому слой грунтовой воды устанавливается на уровне грунтовых вод *1*. Для регулирования уровня грунтовых вод установлена дренажная система *Д* с дренами, расположенными на одинаковом расстоянии друг от друга и на одной глубине. Так как система симметрична, то площадь не затопляется водой извне и единственным источником поступления воды в почву являются осадки. Задача состоит в том, чтобы для данной схемы дренажа в почве, коэффициент

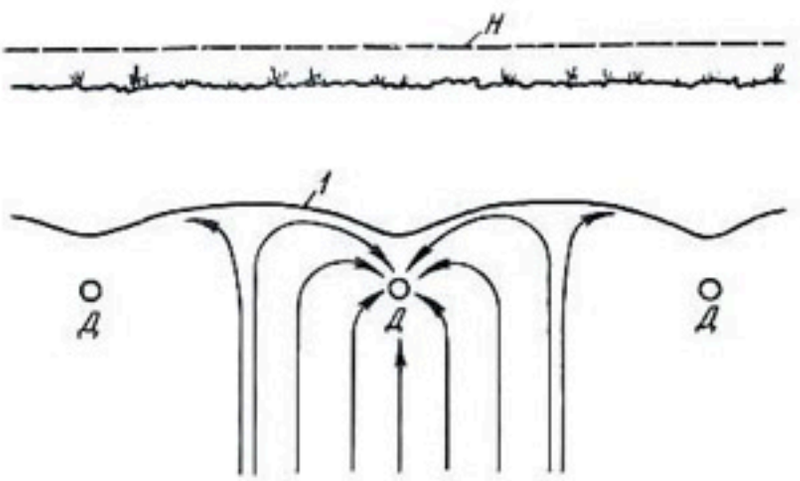


Рис. 27. Поверхность грунтовых вод *1* поддерживается на определенном уровне за счет артезианской воды с пьезометрической поверхностью *Н* при наличии дренажной системы *Д*.

фильтрации и глубина которой известны, определить состояние почвенной воды во всем профиле почвы.

На рисунке 27 изображен случай, когда вместо осадков решающую роль в формировании водного режима почвы имеют артезианские воды. Здесь естественно отсутствует нижний водонепроницаемый слой, в остальном мы имеем здесь условия, подобные рассмотренным на рисунке 26. Уровень, на котором будут стоять артезианские воды в случае отсутствия дренажной системы, обозначен[1] на рисунке 27 линией *Н*.

Случай, когда на участок поступают воды извне, показан на рисунке 28. Верхний слой с высокой водопроницаемостью подстилается пологим водонепроницаемым слоем, по которому с прилегающей площади течет поток грунтовой воды.

---

[1] Показана пьезометрическая поверхность артезианского пласта; отметим, что эта поверхность часто бывает ниже поверхности земли (напорные грунтовые воды), хотя и в этом случае необходим дренаж. Большой практический интерес представляет совместное питание (инфильтрационное и напорное), т. е. схема, объединяющая схемы рисунков 26 и 27.— *Прим. ред.*

При выходе водонепроницаемого слоя на поверхность грунтовая вода пересекается поверхностью водопроницаемого верхнего слоя на участке *1* (рис. 28). При этом пересечении естественный поверхностный дренаж препятствует развитию гидростатического напора, который неизбежно возник бы, если бы грунтовая вода не прорывалась здесь наружу. Отсутствие напора обусловливает понижение уровня грунтовых вод в этом районе. Область, через которую выклиниваются грунтовые воды, называется поверхностью выхода грунтовых вод. Если эта поверх-

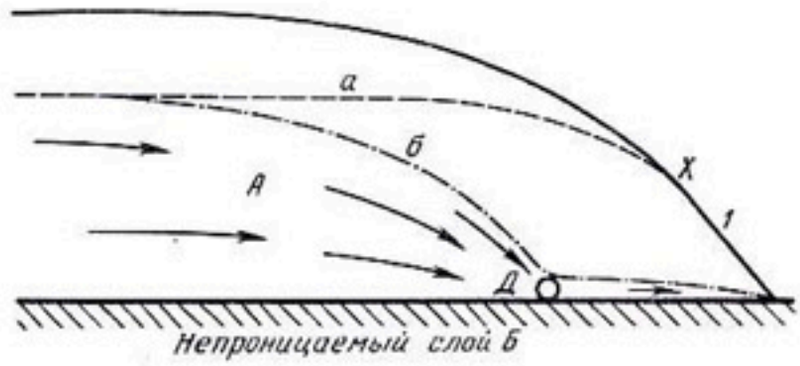


Рис. 28. Поверхность грунтовых вод в случае притока слева, обусловливающего необходимость дренажа у поверхности выклинивания *1*:
а — поверхность грунтовых вод до установки дрены *Д*; б — поверхность грунтовых вод после установки дрены *Д*.

ность локализуется топографическими условиями залегания водоупорного пласта, то в этом случае мы имеем дело с формированием родника или ключа. Но если область выклинивания расширяется в стороны или состоит из близко расположенных друг к другу мест выходов ключей, то выход грунтовых вод обычно называют линией выклинивания грунтовых вод. Обычно в таких условиях надо защитить почву от выклинивания грунтовых вод на поверхность путем устройства дрены, как показано на рисунке 28, чтобы вызвать понижение горизонта грунтовой воды. Уровень грунтовых вод перед осушением и после него показан на рисунке пунктирными линиями[1].

Интересен случай, когда слой пресной грунтовой воды, питаемый атмосферными осадками, образуется в условиях подтопления морской водой, как показано на рисунке 29. Приведенная схема известна под названием Гибен-Герцбергской линзы. Такая схема возникает в тех случаях, когда хорошо проницаемый слой *А*

[1] Чаще перехватывающие дрены (ловчие дрены, головные дрены, отсечные дрены — открытые или закрытые) не врезаются в поверхность водоупора (так называемые несовершенные по степени вскрытия пласта, или висячие).— *Прим. ред.*

покоится на водонепроницаемом нижнем слое *Б*, что встречается в условиях острова, окруженного морем, мыса или морского перешейка. В случаях, когда остров, мыс или перешеек достигают значительных размеров, прилив и отлив могут обусловить разницу уровней моря на противолежащих сторонах такого участка суши, как показано на рисунке. Вышележащий слой пресной грунтовой воды понижает границу между пресной и соленой водой ниже уровня моря, и мы обнаруживаем поверхность выхода грунтовых вод частично в местах выше уровня моря и частично в местах ниже

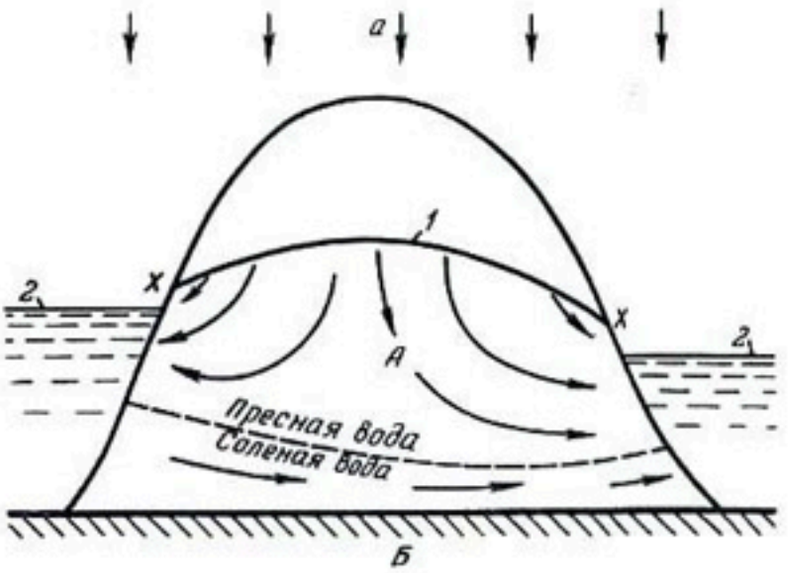


Рис. 29. Поверхность грунтовых вод в условиях устойчивых осадков *a*, когда пресные грунтовые воды оттесняют соленые грунтовые воды морского происхождения (линза Гибен-Герцберга):
1 — поверхность грунтовых вод; *2* — уровень моря.

этого уровня. На рассмотренных 4-х рисунках стрелками показано направление потока грунтовых вод. Более точное определение направления грунтового потока является одной из задач дренажа (Чайлдс, 1950).

В простейшем случае мы можем иметь водопроводящий слой, лежащий на подстилающей породе с незначительной водопроводимостью, как показано на рисунках 26 и 28. Могут, однако, быть случаи последовательного напластывания. На рисунке 30 показан слой высокой проницаемости *А*, залегающий на слое *Б* с меньшей, но еще довольно значительной водопроницаемостью. Последний покоится, в свою очередь, на водонепроницаемом слое *В*. Если осадки выпадают на поверхность в таких количествах, которые не могут быть поглощены полностью слоем *Б*, то грунтовые воды будут образовываться между слоями *А* и *Б* с зеркалом грунтовых вод в слое *А*, и эта грунтовая вода может обеспечить про-

сачивание в слой *Б* в таких количествах, которые не могут быть впитаны слоем *В*. Следовательно, второй слой грунтовой воды может сформироваться в слое *Б* под своим горизонтом грунтовой воды. Тогда зеркало воды в горизонте *А* называется верховодкой. В этой главе не рассмотрено решение задачи дренажа в этом случае, но легко показать, что горизонт верховодки может быть только временным; если осадки выпадают до тех пор, пока не будет достигнуто состояние равновесия, то обособленные горизонты грунтовых вод соединятся в один общий горизонт.

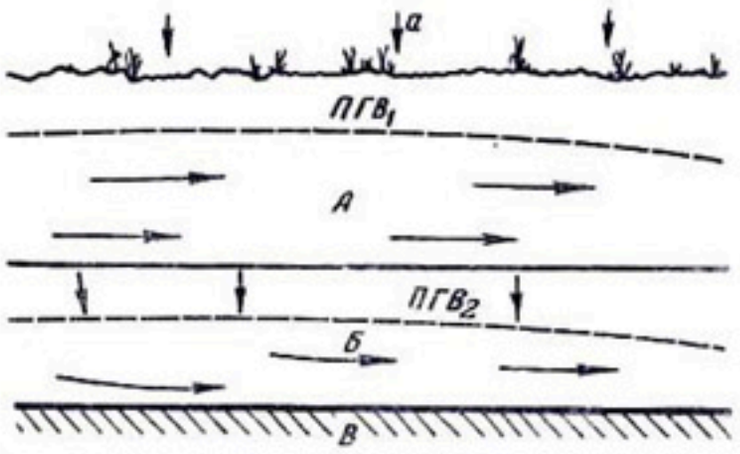


Рис. 30. Осадки *а* вызывают образование временной поверхности грунтовых вод $ПГВ_1$ в верхнем слое *А*, водопроницаемость которого больше, чем в нижнем слое *Б*. В слое *Б* может быть вторая поверхность грунтовых вод $ПГВ_2$, которая иногда отходит от поверхности $ПГВ_1$.

2. ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

Познакомимся с особенностями граничных условий и исследуем возможности потока в указанных условиях. Сначала рассмотрим границу между проницаемым и непроницаемым слоями *А* и *Б*, как показано на рисунках 26 и 28, или между слоями *Б* и *В* на рисунке 30. Так как вода не может пройти из проницаемого слоя в непроницаемый, то не может быть и потока в направлении, перпендикулярном этой границе. Поэтому непроницаемая граница должна совпадать с линией тока и, следовательно (см. раздел IV,4) эквипотенциали должны быть перпендикулярны к границе, если проницаемый слой является однородным (изотропным) или если поток движется вдоль главной оси, а не другими путями.

Далее следует рассмотреть плоскости симметрии системы. Такие плоскости показаны на рисунке 26 линиями *ЕДЖ* (вертикальная плоскость, проходящая через ось дрены) и *ЛМ* (плоскость, параллельная *ЕДЖ* и расположенная посредине между дренами). Так как система симметрична, то эквипотенциали и линии токов (называемые гидродинамической сеткой) по одну сторону плоскости симметрии (по одну сторону «границы») являются зеркальным отражением условий на другой стороне. Из этого следует, что каждому компоненту грунтового потока, находящемуся непосредственно рядом с границей и перпендикулярному к этой границе, должен соответствовать компонент противоположного направления, находящийся по другую сторону плоскости сим-

метрии (по другую сторону «границы»). Гидродинамическая сетка, пересекающая границу, должна быть, следовательно, нулевой, а плоскость симметрии, подобная водонепроницаемой плоскости, является направлением потока системы.

На рисунке 26 видно, что путь *ЛМЖД* является направлением потока, который частично идет по водонепроницаемой границе и частично — по разным плоскостям симметрии, тогда как *ЕД* — другая линия тока — совпадает с плоскостью симметрии. Следовательно, падающие на поверхность *ЕЛ* осадки «вмещаются» между этими ограничивающими линиями тока до тех пор, пока они не окажутся у одной из половин периметра дрены *Д*. Сечение *ЛМЖДЕ* может быть изолировано от остальной системы без влияния на ее гидродинамическую сетку, и решение задачи в целом можно свести к рассмотрению отдельного изолированного участка системы.

Поверхность почвы имеет определенную форму и местоположение. Единственным неоспоримым условием является то, что поток воды, проходящий через поверхность почвы, равен количеству выпадающих осадков[1].

Уровень грунтовых вод не является признаком, характеризующим граничные условия, поскольку он сам является наиболее важной частью искомого решения. Вся система обычно рассматривается как две отдельные части, одна из которых находится под, а другая — над уровнем грунтовых вод. Этот уровень здесь рассматривается как граница, расположение которой отыскивается, но условия которой известны или предполагаются. Известным является, конечно, то, что гидростатическое давление равно нулю[2], так что потенциал в любой точке на поверхности грунтовых вод есть всего лишь гравитационная составляющая $g\varrho h$, где h является высотой этой точки над произвольно выбранным уровнем отсчета.

В схеме, представленной на рисунке 26, имеется допущение, приводящее к небольшой ошибке (Чайлдс, 1945), что всякий небольшой дождь просачивается через ненасыщенную почву вертикально, так что поток воды, перпендикулярный поверхности грунтовых вод, доступен подсчету на основе известного распределения осадков на поверхности[3]. Если уровень воды поднимается

---

[1] Это условие выполняется лишь при отсутствии поверхностного стока, что далеко не всегда имеет место.— *Прим. ред.*

[2] Точнее: равно атмосферному давлению.

Впервые такое определение поверхности грунтовых вод было дано А. Ф. Лебедевым (см. А. Ф. Лебедев. Почвенные и грунтовые воды, изд. 4-е. М.—Л., 1936).— *Прим. ред.*

[3] В ряде случаев (особенно при глубоком дренировании) насыщение почвы, находящейся выше поверхности грунтовых вод, водой выпадающих осадков может существенно снижать величину питания самих грунтовых вод.— *Прим. ред.*

или падает, то поток увеличивается в зависимости от скорости перемещения или накопления воды, обусловленной движением уровня грунтовой воды. Такое деление задачи не обязательно, но оно намного упрощает решение. В грунтовых водах на рисунках 27 и 28 поперечный поток отсутствует. Уровнем грунтовых вод считается граница между насыщенной почвой с относительно высокой водопроницаемостью и ненасыщенной почвой с ничтожно малой водопроницаемостью[1]. Считается, что эта граница совпадает с граничным потоком. Более правильным было бы рассматривать верхнюю границу капиллярной каймы — там, где она может быть обнаружена (см. раздел IV,6), как поверхность, у которой может быть поток. Потенциал будет определяться по следующей формуле:

$$\varphi = g\varrho h_{\text{к}} + P_{\text{к}},$$

где h — высота границы каймы;
$P_{\text{к}}$ — отрицательное давление, при котором почва начинает становиться заметно ненасыщенной.

В почве выше поверхности грунтовых вод имеется отрицательное давление (т. е. почвенная вода производит отсасывающее действие), тогда как ниже уровня воды давление положительное. Исключение встречается в том случае, когда уровень грунтовой воды пересекает поверхность почвы, как показано на рисунках 28 и 29 в точках x, где происходит выклинивание грунтовых вод на поверхность. Эта поверхность находится под нулевым гидростатическим давлением, если естественный дренаж предотвращает скопление воды на обнаженных породах. Если же над поверхностью стекания имеется стоячая вода (см. рис. 29), давление не равно нулю — оно определяется напором стоячей воды. В любом случае — независимо от того, равно ли давление нулю или нет — это давление принимается за граничное условие и не представляет собой часть искомого решения. Размещение (но не протяженность) поверхности стекания считается известным. Протяженность же определяется положением уровня грунтовой воды.

Периметр дренажа в случае трубчатого дренажа или канав является также поверхностью стекания[2]. Допустим, что мы измеряем высоты от произвольно выбранного уровня отсчета. Пусть высота H является высотой поверхности воды в дрене. Потенциал φ при данном периметре дренажа на высоте h над поверхностью воды в дрене равен

---

[1] Это определение не соответствует ранее принятому.— *Прим. ред.*

[2] Речь идет об участке высачивания *выше* горизонта воды в канале; ниже уровня воды смоченный периметр является эквипотенциальной поверхностью.— *Прим. ред.*

$$\varphi = g\varrho(h + H), \qquad (V,1)$$

так как давление равно нулю. Это условие справедливо для всех свободно дренированных поверхностей стекания и для всех уровней грунтовых вод. В точках ниже поверхности воды в дрене при глубине d давление P равно $g\varrho d$ и высота равна $H - d$. Потенциал подсчитывается по уравнению (IV,13):

$$\varphi = P + g\varrho(H - d) = g\varrho H. \qquad (V,2)$$

Так как глубина d не фигурирует в этом конечном выражении, то, очевидно, что потенциал не зависит от глубины. Периметр, соприкасающийся с водой из дрены, представляет, таким образом, эквипотенциаль. Величина потенциала будет зависеть от определения потенциала — в соответствии с уравнением (IV,12) и от произвольно выбранного уровня отсчета высот. Если уровень воды в дрене принять за уровень отсчета, то величина H и, следовательно, потенциал у периметра дрены, соприкасающегося с дренажной водой, равен нулю, независимо от способа определения потенциала. В таких случаях часто находят удобным выбирать периметр дрен по нулевому потенциалу.

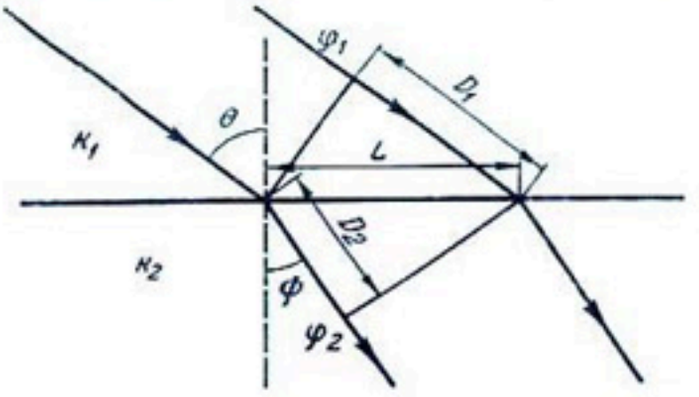


Рис. 31. Преломление линий тока на границе между двумя слоями грунта различной водопроницаемости k_1 и k_2. Стрелки указывают направление линий тока. В изотропных почвах эквипотенциали φ_1 и φ_2 перпендикулярны линиям тока.

Иногда применяют известный закон преломления линий тока на границе между слоями различной водопроницаемости (Касагранде, 1937)[1]. Пусть направление линий тока в среде с водопроницаемостью k_1 составляет угол θ с перпендикуляром к границе двух сред. Тогда в среде с водопроницаемостью k_2 угол выклинивания будет ψ. Эти условия показаны на рисунке 31; предполагается, что все линии тока, независимо от того, находятся они в плоскости чертежа или нет, параллельны этой плоскости. Теперь рассмотрим поток шириной A_1 в среде с проводимостью k_1, пересекающий границу на длине L и выходящий в среду k_2 в виде потока шириной A_2. Эквипотенциали, перпендикулярные к линиям тока, также будут преломляться. Пусть эквипотенциали, проходящие через концы отрезка L, будут φ_1 и φ_2 и пусть расстояние

[1] Излагаемые ниже условия были впервые даны Р. Дахлером (1933 г., см. литературу в конце книги).— *Прим. ред.*

между этими эквипотенциалями будет D_1 (в среде k_1) и D_2 (в среде k_2). Следовательно, градиент потенциала будет в среде k_1 $(\varphi_1-\varphi_2)/D_1$ и $(\varphi_1-\varphi_2)/D_2$ в среде k_2. Применяя закон Дарси (IV,18) к обоим потокам, мы имеем:

$$Q/t = k_1 A_1 (\varphi_1 - \varphi_2)/D_1 = k_2 A_2 (\varphi_1 - \varphi_2)/D_2,$$

откуда

$$k_1 A_1/D_1 = k_2 A_2/D_2. \qquad (V,3)$$

Q/t, как и в формуле (IV,18), является скоростью тока жидкости по рассматриваемой трубке тока. Как видно из рисунка 31, отношение A_1/D_1 есть $\operatorname{ctg}\theta$ и $A_2 D_2$ является $\operatorname{ctg}\psi$. Поэтому уравнение преломления имеет вид

$$k_1 \operatorname{ctg}\theta = k_2 \operatorname{ctg}\psi. \qquad (V,4)$$

3. УРАВНЕНИЕ ПОТОКА ВОДЫ В ПОЧВЕ

Форма, в которой выражен закон Дарси, не может быть непосредственно применена для решения общих вопросов дренажа. Ее надо применять в сочетании с уравнением, выражающим непрерывность потока жидкости в среде. Это уравнение непрерывности часто встречается в других разделах физики и поэтому хорошо изучено. В результате мы находим, что имеется уравнение, решение которого уже известно, или, по меньшей мере, такое уравнение, которое настолько сходно с равенствами с известными решениями, что нам нетрудно найти решение этого уравнения.

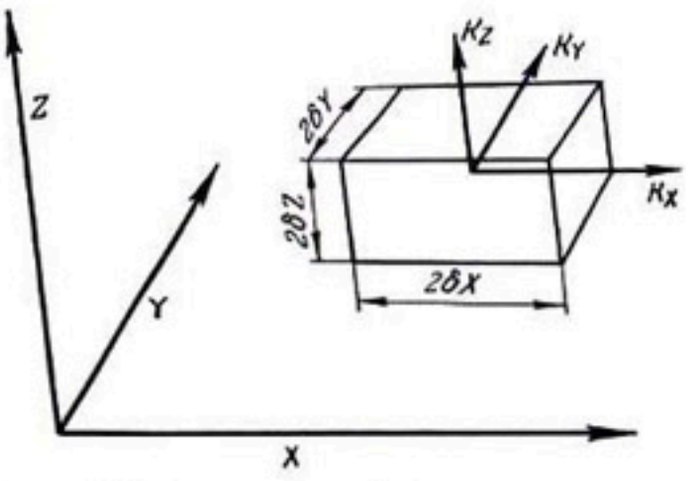


Рис. 32. Элементарный объем анизотропного гидравлического проводника, используемый при выводе уравнения непрерывности.

Чтобы получить уравнение непрерывности, рассмотрим небольшой элементарный объем проводящей среды, имеющий форму прямоугольного параллелепипеда (рис. 32). Три оси этого параллелепипеда параллельны осям x, y, z прямоугольной системы координат. Длина, ширина и толщина параллелепипеда соответственно равны $2\delta x$, $2\delta y$, $2\delta z$. Пусть x, y, z — координаты центра данного параллелепипеда. Предположим, что среда является анизотропной. Градиент потенциала и результирующая скорость потока

разложены на составляющие в направлениях трех координатных осей (см. раздел IV,4). Пусть в точке x, y, z три величины водопроницаемости почвы в направлении этих осей будут k_x, k_y, k_z. Пока мы не даем строгой характеристики содержанию влажности, поэтому влажность, а вместе с ней и водопроницаемость почвы может изменяться от одной точки к другой, так как k_x, k_y и k_z являются функциями координат. Допустим, что градиент потенциала имеет любое выбранное направление и может распадаться на три взаимно перпендикулярные составляющие $\frac{\partial\varphi}{\partial x}$, $\frac{\partial\varphi}{\partial y}$ и $\frac{\partial\varphi}{\partial z}$ в точке x, y и z. Так как этот градиент может изменяться с изменением координат точки, мы должны определять эти составляющие в других точках, не слишком далеко отстоящих от точки x, y, z, путем характеристики скорости изменения этих составляющих с изменением расстояния, указывая величины $\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2}$, $\frac{\partial^2\varphi}{\partial y^2}$ и $\frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2}$.

Применим закон Дарси для подсчета скорости потока жидкости, входящего в элементарный объем слева через грань с координатой $x - \delta x$. Площадь этой грани равна $4\delta y\delta z$, и произведение водопроницаемости почвы и среднего градиента потенциала равно $k_x\frac{\partial\varphi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x}\left(k_x\frac{\partial\varphi}{\partial x}\right)dx$. Величина потока $\left(\frac{Q}{t}\right)_{x-\delta x}$ равна

$$\left(\frac{Q}{t}\right)_{x-\delta x} = -\left[k_x\frac{\partial\varphi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x}\left(k_x\frac{\partial\varphi}{\partial x}\right)\delta x\right]4\ \delta y\ \delta z. \qquad (V,5)$$

Подобно этому величина потока, выходящего с правой стороны элементарного объема через грань с координатой $x + \delta x$, равна

$$\left(\frac{Q}{t}\right)_{x+\delta x} = -\left[k_x\frac{\partial\varphi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x}\left(k_x\frac{\partial\varphi}{\partial x}\right)\delta x\right]4\ \delta y\ \delta z. \qquad (V,6)$$

Величина накопления при учете разницы между притоком и оттоком равна

$$\left(\frac{Q}{t}\right)_{x-\delta x} - \left(\frac{Q}{t}\right)_{x+\delta x} = 2\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x\frac{\partial\varphi}{\partial x}\right)4\ \delta x\,\delta y\,\delta z. \qquad (V,7)$$

Подобный прием подсчета величин накопления в элементарном объеме с учетом компонентов потока в направлении осей y и z дает

$$\left(\frac{Q}{t}\right)_{y-\delta y} - \left(\frac{Q}{t}\right)_{y+\delta y} = \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y\frac{\partial\varphi}{\partial y}\right)8\,\delta x\,\delta y\,\delta z \qquad (V,8)$$

и

$$\left(\frac{Q}{t}\right)_{z-\delta z} - \left(\frac{Q}{t}\right)_{z+\delta z} = \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z\frac{\partial\varphi}{\partial z}\right)8\,\delta x\,\delta y\,\delta z. \qquad (V,9)$$

Общая величина накопления воды в единице объема есть, следовательно, сумма трех выражений, представленных уравнениями (V,7), (V,8) и (V,9). Эта общая величина может быть сопоставлена с величиной изменения влажности. Пусть c — объем воды на единицу

объема водопроницаемого материала. Тогда степень увеличения c будет $\frac{\partial c}{\partial t}$, и величина накопления воды в единице объема $8\delta x\delta y\delta z$ будет, следовательно, равна $8\left(\frac{\partial c}{\partial t}\right)\delta x\delta y\delta z$. Приравняв это к уравнениям (V,7), (V,8) и (V,9) и разделив на общий фактор $8\delta x\delta y\delta z$, мы получим

$$\frac{\partial c}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x\frac{\partial\varphi}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(k_y\frac{\partial\varphi}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(k_z\frac{\partial\varphi}{\partial z}\right). \qquad (V,10)$$

Это наиболее общая форма уравнения непрерывности, которую мы ищем. В данной среде содержание влаги c будет известной функцией компонента давления почвенной воды в выражении для φ, а величины k будут известны как функции содержания влаги. Нам нужно найти распределение потенциала φ или взаимосвязанной с ним влажности c в рассматриваемом пространстве. Это распределение должно удовлетворять уравнению (V,10) и известным условиям у границ.

Уравнение (V,10) написано в общем виде и может быть использовано для решения ряда задач, которые являются частными случаями общей задачи. Прежде всего мы можем разделить пространство на два отдельно рассматриваемых участка: один выше уровня воды, другой — ниже (или — что, возможно, и лучше — на участки сверху и снизу границы капиллярной каймы). Для разрешения частного вопроса надо определить поток, пересекающий эту границу. Там, где уровень воды совпадает с направлением потока, как на рисунках 29 и 30, скорость потока равна нулю, но при выпадении осадков необходимо ориентировочно принять, что какой-то поток, обусловленный выпадением осадков, пересекает уровень воды (об этом уже шла речь в разделе V,2). Если это разделение уже осуществлено, то вследствие того, что почва ниже уровня воды насыщена, величина c всюду будет постоянной, а величина $\frac{\partial c}{at}$ должна, следовательно, иметь нулевое значение[1].

Может показаться, что около самого уровня воды влажность изменяется, если уровень воды поднимается или падает, но на практике достаточно рассматривать данную стадию неустойчивого состояния как кратковременное устойчивое состояние, при котором скорость перемещения уровня грунтовой воды берется в расчет лишь постольку, поскольку она обеспечивает создание компонента потока в направлении, перпендикулярном уровню

[1] Отметим, что точные условия на свободной поверхности с учетом инфильтрации (или испарения) впервые были даны В. В. Ведерниковым (1939).— *Прим. ред.*

грунтовых вод (Чайлдс, 1947). Если мы примем $\frac{\partial c}{\partial t}$ равным нулю, то уравнение (V,10) примет вид

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x \frac{\partial \varphi}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y \frac{\partial \varphi}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial \varphi}{\partial z}\right) = 0. \qquad (V,11)$$

Поскольку среда везде насыщена, водопроницаемость почвы больше не изменяется с изменением координат, но все еще зависит от направления. Среда является однородной, но анизотропной. Уравнение затем упрощается за счет изменения системы координат. Систему x, y, z мы заменяем новой системой прямоугольных координат λ, μ, ν, взаимосвязанных с первой системой уравнениями:

$$\lambda = \frac{x}{k_x^{1/2}};$$

$$\mu = \frac{y}{k_y^{1/2}}; \qquad (V,12)$$

$$\nu = \frac{z}{k_z^{1/2}}.$$

Подобное замещение называется перенесением задачи из пространства x, y, z в пространство λ, μ, ν. Уравнение (V,11) превращается в уравнение

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial \lambda^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial \mu^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial^2 \nu^2} = 0. \qquad (V,13)$$

Это известное уравнение Лапласа достаточно хорошо изучено. Оно является исходным уравнением при решении задач грунтовых вод, которые будут описаны во II части этой книги. Если почва однородна, т. е. k_x, k_y, k_z равны, то уравнение (V,11) превратится в уравнение (V,13) без всякой трансформации. Таким образом, действие трансформации уравнения (V,12) на анизотропную задачу заключается в «искажении» линейных размеров так, чтобы сделать эту задачу изотропной в трансформированном пространстве λ, μ, ν. Когда уравнение Лапласа будет решено для этого изотропного пространства, решение снова трансформируется в пространство x, y, z путем инверсии (Маскет, 1937).

Применение закона Дарси к элементарному объему в обоих пространствах вскрывает взаимосвязь между водопроницаемостью почвы в том и другом пространстве. Пусть изотропная водопроницаемость в системе координат λ, μ, ν будет k. Возьмем элементарный объем с размерами δx, δy, δz в пространстве координат x, y, z и трансформируем этот объем в $\delta\lambda$, $\delta\mu$, $\delta\nu$ в пространстве

λ, μ, ν. Для потока $\frac{Q}{t}$ в направлении оси x, который обусловлен градиентом потенциала $\left(\frac{\varphi_1-\varphi_2}{\delta x}\right)$ в этом же направлении, закон Дарси (уравнение IV,18) принимает следующий вид:

$$\frac{Q}{t}=\frac{k_x(\varphi_1-\varphi_2)\delta y\,\delta z}{\delta x}. \qquad (V,14)$$

Так как в системе координат λ, μ, ν на потенциал и граничные условия потока трансформация не влияет, то мы имеем

$$\frac{Q}{t}=\frac{k(\varphi_1-\varphi_2)\delta\mu\,\delta\nu}{\delta\lambda}. \qquad (V,15)$$

Заменяя в уравнении (V,15) величины λ, μ, ν величинами из уравнения (V,12), получаем

$$\frac{Q}{t}=\frac{k(\varphi_1-\varphi_2)\left(\frac{k_x}{k_yk_z}\right)^{\frac{1}{2}}\delta y\,\delta z}{\delta x}. \qquad (V,16)$$

Сопоставляя уравнения (V,14) и (V,16), получаем нужную зависимость

$$k=(k_xk_yk_z)^{\frac{1}{2}}. \qquad (V,17)$$

Самсио (1931) вывел двухразмерную форму этой связи.

Принятое нами допущение позволяет подразделить задачу на две части, рассматривая пространство над и под уровнем грунтовых вод. Таким образом, когда имеется какой-либо поверхностный поток (дождь или испарение), в ненасыщенной почве над уровнем воды он будет вертикальным, так что известный поверхностный поток повторяется и у уровня грунтовой воды. Такое же условие делает эту задачу «безразмерной» в верхнем ненасыщенном пространстве. Если z является вертикальной осью координат (см. рис. 32), то только в направлении z изменяются k, φ и влажность почвы: т. е. только в этом направлении дифференциация при смещении не равна нулю. Чайлдс (1945) показал, что это может быть в основном верно только для почвы с однородными порами, но это также верно и для реальных почв в тех особых случаях, когда поверхность грунтовых вод параллельна горизонтальной поверхности почвы и в случае глубокого расположения уровней воды, которые надежно изолированы от воды в поверхностном слое почвы. Однако там, где есть изменения только в направлении z, уравнение (V,10) принимает вид

$$\frac{\partial c}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left(k_z\frac{\partial\varphi}{\partial z}\right). \qquad (V,18)$$

Потенциал φ в соответствии с уравнением (IV,13) и с учетом того, что высота представлена координатой z, равен

$$\varphi = P + g\varrho z,$$

так что

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{\partial P}{\partial z} + g\varrho. \qquad (V,19)$$

Применив снова доводы раздела IV (гл. 6), ведущие к уравнению (IV,68), мы можем уравнение (V,19) переписать так (давление над уровнем воды отрицательно и связано с влажностью c):

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{dP}{dc} \cdot \frac{\partial c}{\partial z} + g\varrho. \qquad (V,20)$$

Подстановка уравнения (V,20) в уравнение (V,18) дает

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\varkappa_z \frac{\partial c}{\partial z} + g\varrho k_z\right). \qquad (V,21)$$

В этом уравнении $\varkappa_z = k_z \frac{\partial P}{\partial c}$ является коэффициентом диффузии, который обсуждался в разделе IV,6.

Если обстоятельства позволяют нам пренебречь вторым членом правой части уравнения (V,12), то получим

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\varkappa_z \frac{\partial c}{\partial z}\right). \qquad (V,22)$$

Это известное уравнение диффузии, которое также является хорошо изученным уравнением физики. К сожалению, вся классическая теория диффузии разработана только для среды с постоянным и равномерным коэффициентом диффузии. В нашем случае величина $\varkappa_z$ является известной функцией влажности почвы и будет, следовательно, при изменении влажности почвы изменяться во времени и при изменении расстояния от поверхности почвы.

Последние работы по изучению испарения через вытянутые синтетические волокна привели к уравнению, имеющему ту же форму, что и уравнение (V,22). При этом для некоторых граничных условий были разработаны и приемы интегрирования цифровых данных (Крэнк и Генри, 1949). Пользуясь этим приемом, Клют (1952) смог подсчитать содержание влаги в почвенной колонке на любом заданном расстоянии от поверхности спустя заданное время от начала инфильтрации. При этом поверхность все время поддерживалась в насыщенном состоянии с помощью стоячей воды. Необходимое предварительное выражение коэффициента диффузии $\varkappa_z$ как функции влажности было найдено методом Чайлдса и Коллис-Джорджа (1950). Филип (1955) совсем недавно разра-

ботал более быстрый метод решения уравнения диффузии для таких же условий[1]. Условия, в которых выражением $g\varrho k$ в уравнении (V,21) можно пренебречь и получить уравнение (V,22), характеризуют случай горизонтального потока, например в направлении оси y, из вертикального почвенного разреза, поддерживаемого в состоянии насыщения. В этом случае мы, как и раньше, имеем

$$\varphi = P + g\varrho z,$$

но

$$\frac{\partial \varphi}{\partial y} = \frac{\partial P}{\partial y}, \tag{V,23}$$

и уравнение (V,10) приобретает вид

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y \frac{\partial \varphi}{\partial y}\right) = \frac{\partial}{\partial y}\left(\varkappa_y \frac{\partial c}{\partial y}\right), \tag{V,24}$$

которое имеет такую же форму, как и уравнение (V,22). Горизонтальное движение воды имеет небольшое практическое значение, и основная заслуга Клюта заключается в том, что он доказал, что изменение коэффициента диффузии с изменением почвенной влажности является причиной хорошо выраженного фронта влаги.

В частной переписке Филип показал, как решается уравнение (V,21) в случае вертикального просачивания с поверхности, влажность которой поддерживается постоянной (таково, например состояние насыщения при поливе). В результате мы можем рассчитать форму профиля влажности через последовательные промежутки времени, отсчитываемые от начала впитывания. Результаты таких расчетов, но без деталей были опубликованы Филипом (1954).

Таким образом, теперь мы ознакомились с той частью физики, которая применима для изучения вопросов дренажа. Применение рассмотренных принципов при количественном решении частных вопросов будет описано в последующих главах книги.]

Перевод Л. Ю. Морейно и Е. Г. Петрова

[1] Решения уравнений вида (V, 21) с использованием по С. Ф. Аверьянову аналитической зависимости $\varkappa(c)$ (см. стр. 88) были получены для одноразмерных задач Н. Н. Веригиным (*Доклады АН СССР*, 89, 2,4, 1953), а также П. Я. Полубариновой-Кочиной и И. И. Кулабуховой (Известия АН СССР, О. Т. Н., *Механика и машиностроение*, 2, 3, 1959). Последними решена и плоская задача.— *Прим. ред.*

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Теория осушения земель

I. ПРИБЛИЖЕННЫЕ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ДРЕНАЖНОГО ПОТОКА

Точное решение задач дренажа, вообще говоря, получить очень трудно. До сих пор получены решения только для сравнительно небольшого количества задач применительно к идеальным случаям. Использование приближенных методов часто приводило к простым решениям в случаях, для которых доступно применение точных методов, а также при решении некоторых задач, не поддающихся решениям точными способами.

В этой главе излагается ряд приближенных решений задач по дренажу, показаны возможности успешного применения этих решений, а также указаны ограничения, которые должны быть учтены при приближенных решениях. Такое изложение преследует двоякую цель: во-первых, показать, что упрощения, которые возможны при не очень строгом подходе к решению задач, могут быть весьма ценными, но они требуют постоянно иметь в виду ограничения, которые являются естественным следствием таких упрощений, и, во-вторых, подчеркнуть, что, несмотря на большой прогресс в развитии теории дренажа в последние годы, все еще существует настоятельная потребность в более точном аналитическом решении некоторых общих задач, часто возникающих перед инженером-проектировщиком.

Для удобства эта глава делится на два раздела: в первом разделе рассматриваются задачи установившегося движения, во втором — задачи неустановившегося движения. Установившееся движение имеет место в том случае, когда поток (его границы и потенциал вдоль этих границ) не меняется во времени. Если граничные условия являются функцией времени, то имеет место неустановившееся движение.

1. ЗАДАЧИ УСТАНОВИВШЕГОСЯ ДВИЖЕНИЯ

Во многих случаях установившееся движение потока к дренажной трубе или каналу может быть описано довольно точно, как показано в последующих разделах этой части. Однако были предложены два более или менее широко применяющихся вида приближенных решений. Первый вид решений основывается на рассмотрении горизонтального потока, второй — на рассмотрении радиального потока.

§ 1. Случай горизонтального потока

Приближенная теория горизонтального гравитационного потока основывается на допущениях, которые при их строго последовательном рассмотрении приводят к абсурду. Однако применение этой теории получило широкое распространение, и если хорошо поняты ограничения, лежащие в основе принятых допущений, то можно в некоторых случаях получить более простые решения, чем те, которые были бы получены при строгом анализе, основывающемся исключительно на законе Дарси и уравнении Лапласа.

Два основных допущения, принадлежащие Дюпюи (1863, стр. 229), состоят в следующем: а) все линии токов в системе гравитационного потока в направлении к дрене являются горизонтальными и б) скорость вдоль этих линий токов пропорциональна уклону свободной поверхности воды, но не зависит от глубины. При строгом рассмотрении этих допущений мы приходим к выводу, что поток должен был бы отсутствовать.

В случае определения потенциала через вектор скорости ($v = -k\Delta\varphi$) можно легко показать, что

$$\frac{\partial v_x}{\partial z} = \frac{\partial v_z}{\partial x}, \qquad \frac{\partial v_y}{\partial z} = \frac{\partial v_z}{\partial y}.$$

А так как принимается, что скорость не зависит от глубины, то

$$\frac{\partial v_x}{\partial z} = \frac{\partial v_y}{\partial z} = 0 = \frac{\partial v_z}{\partial x} = \frac{\partial v_z}{\partial y}.$$

Отсюда следует, что в горизонтальной плоскости вертикальная скорость должна быть постоянной. Но, поскольку эта скорость будет стремиться к нулю вдоль вертикальной поверхности потока, она будет стремиться к нулю везде. Поскольку вертикальный поток будет отсутствовать, уклон свободной водной поверхности должен быть равен нулю, а следовательно не может существовать и горизонтальный поток. Таким образом, приближенный характер решения, принятый Дюпюи, очевиден[1].

Как было впервые предложено Форхгеймером (1930, стр. 63), основное уравнение для свободной поверхности может быть выведено на основе допущений Дюпюи. Рассматривая насыщенную колонку почвы над непроницаемым слоем (водоупором) с основанием $\Delta x \Delta y$ и высотой $h\,(x, y)$, находящиеся в динамическом рав-

[1] П. Я. Полубаринова-Кочина в работе «Теория движения грунтовых вод» (1952, М., стр. 463) показала, что в рассматриваемом случае вертикальная скорость направлена всегда вниз и изменяется от нуля на поверхности водоупора до величины $-kq^2/h^2$ на поверхности грунтовых вод (k — коэффициент фильтрации, h — глубина потока, q — удельный расход потока).— *Прим. ред.*

новесии, и обозначая компоненты горизонтальной скорости в направлениях x и y через v_x и v_y, можем условие неразрывности написать в таком виде:

$$v_x h\Delta y - \left[v_x h + \frac{\partial (hv_x)}{\partial x}\Delta x \right] \Delta y + v_y h\Delta x - \left[v_y h + \frac{\partial (hv_y)}{\partial y}\Delta y \right] \Delta x = 0. \tag{1,1}$$

После деления на $\Delta x \Delta y$ это равенство принимает вид

$$\frac{\partial hv_x}{\partial x} + \frac{\partial hv_y}{\partial y} = 0.$$

Поскольку, согласно второму допущению Дюпюи, при обозначении коэффициента фильтрации через k

$$v_x = -k\frac{\partial h}{\partial x}, \quad v_y = -k\frac{\partial h}{\partial y},$$

то уравнение неразрывности примет вид

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} = 0. \tag{1,2}$$

Уравнение (1,2) получено Форхгеймером для свободной водной поверхности. Если исходить из допущений Дюпюи, то уравнение (1,2) дает возможность определять форму свободной водной поверхности и скорость в любой точке гравитационного потока малой глубины, находящегося в равновесии.

Маскет (1946, стр. 317) показал, что весьма точные результаты получаются, когда теория Дюпюи-Форхгеймера используется для расчета фильтрационного потока через плотину или через стенки колодца, но в то же время при определении формы свободной поверхности и распределения скорости потока этот способ обычно дает бóльшие ошибки по сравнению с более точными теоретическими решениями. Маскет решительно отверг эту теорию и объяснил имеющиеся положительные результаты в расчетах скорее случайным совпадением, чем правильно обоснованными допущениями[1]. С другой стороны, Энгелунд (1951, стр. 20) показал, что приближенные вычисления часто являются достаточно точными, что позволяет ожидать близкое соответствие этих вычислений точным расчетам. Используя некоторые характерные задачи в качестве примеров, мы здесь покажем, что эта теория может давать достаточно точные результаты в случае, если ее применение ограничивается потоками значительного горизонтального протяжения по сравнению с их глубиной.

[1] И. А. Чарный (Доклады АН СССР, 79, № 6, 1951) строго доказал, что формула Дюпюи для определения *расхода* является точной; аналогичное доказательство дано С. Н. Нумеровым (см. стр. 68) для инфильтрационного потока.— *Прим. ред.*

1. Вывод эллиптического уравнения. Одна из ранних попыток найти математическое решение задач дренажа привела к эллиптическому уравнению, позволяющему определить форму поверхности грунтовых вод над гончарными дренами. Колдинг (1872), датский инженер, очевидно, был первым, кто предложил это уравнение. Потом его самостоятельно разработал Роте (1924), Козени (1932) и Хоугхаудт (1937). Впервые это уравнение упоминается в английской литературе в обзоре работ Роте, составленном Расселом (1934). Аронович и Доннан (1946), не знавшие о работах, проводившихся в Европе, впервые дали вывод этого уравнения в американской литературе. Ход рассуждения Хоугхаудта приводится ниже[1].

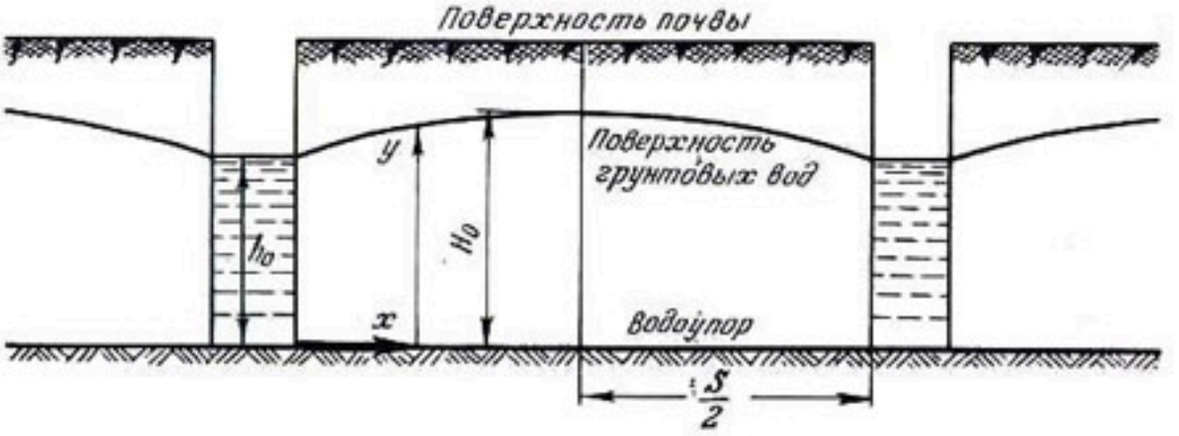


Рис. 33. Схема и обозначения, употребляемые при выводе эллиптического уравнения.

На рисунке 33 изображен однородный грунт, расположенный на водонепроницаемом слое. Этот грунт осушается параллельными открытыми каналами, имеющими вертикальные стенки, которые доходят до водонепроницаемого слоя (водоупора)[2]. Принимая, что постоянное количество осадков удаляется одинаково на любом расстоянии от дрен, расход q_x через вертикальную плоскость с координатой x может быть представлен так:

$$q_x = \frac{\frac{S}{2} - x}{\frac{S}{2}} Q_1,$$

[1] В СССР рассматриваемое уравнение для расчета дрен было обосновано А. Д. Брудастовым (Осушение болот и регулирование водоприемников, М., 1928 г.; Осушение минеральных и болотных земель, СХГ, 1934, М.)— *Прим. ред.*

[2] Автор не оговаривает горизонтальность поверхности водоупора и равенство горизонтов воды в водотоках. Впервые для неравных горизонтов воды в каналах (реках) решение было получено Г. Н. Каменским (Доклады АН СССР, 21, № 5, 1938), а для случая наклонного водоупора — С. Ф. Аверьяновым (Гидротехническое строительство, 12, 1940).— *Прим. ред.*

где Q_1 — половина общего расхода, поступающего в дрену, в расчете на единицу ее длины;

S — расстояние между дренами.

С учетом допущений Дюпюи имеем

$$q_x = -yv_x = yk\frac{dy}{dx}.$$

На основе этих двух выражений для q_x получаем дифференциальное уравнение

$$y\,dy = \frac{2Q_1}{Sk}\left(\frac{S}{2} - x\right)dx. \qquad (I,3)$$

Интегрируя от $x = 0$ и $y = h_0$ до $x = x$ и $y = y$ (где h_0 обозначает глубину воды в дрене, расположенной выше водоупора), получим уравнение эллипса

$$y^2 - h_0^2 = \frac{2Q_1}{Sk}(Sx - x^2). \qquad (I,4)$$

Подставляя значения $x = \frac{S}{2}$ и $y = H_0$ для средней точки между дренами, получим

$$S = \frac{2k(H_0^2 - h_0^2)}{Q_1}. \qquad (I,5)$$

Из этого уравнения можно определить S, если известны другие величины (или, наоборот, найти величину k).

Ход рассуждений Колдинга отличается от приведенного здесь вывода тем, что он, приняв h_0 равным нулю, по данным экспериментальных исследований определил, что расстояние между дренами составляло около 0,9 от большой оси эллипса в уравнении (I,4). Это привело к следующему конечному результату Колдинга

$$S = 1{,}8\,H_0\left(\frac{k}{n}\right)^{\frac{1}{2}},$$

где n — количество осадков $\left((\text{т. е. } n = \frac{2Q_1}{S})\right)$.

Уравнение (I,5), если его переписать в виде уравнения Колдинга, при $h_0 = 0$ примет вид

$$S = 2H_0\left(\frac{k}{n}\right)^{\frac{1}{2}}.$$

2. Возможность применения эллиптического уравнения. Если эта теория ограничивается случаем, рассмотренным выше, т. е. каналами, которые имеют малые глубины по сравнению с расстоянием между ними и доходят до водоупора, то предложение о горизонтальности потока, очевидно, является приемлемым.

Хотя поток поблизости от средней точки между дренами должен быть вертикальным, тем не менее линии тока через большую часть участка будут близки к горизонтальным.

Как показал Маскет (1946, стр. 289 и далее), на стенке открытой дрены выше горизонта воды должна быть поверхность высачивания (для избежания бесконечной скорости в точке пересечения уровня грунтовой воды со стенкой канала)[1]. Эта поверхность фильтрации, которая имеет место также и при трубчатом гончарном дренаже, когда дрены не работают полным сечением, при выводе эллиптического уравнения не принималась во внимание. Это пренебрежение поверхностью фильтрации наряду с данными Маскета о неточности формы свободной водной поверхности Дюпюи-Форхгеймера в земляных плотинах вызывает сильное сомнение в отношении точности уравнения (I,4). Уравнение (I,5) тем не менее было проверено при помощи моделей резервуара с песком (Хоугхаудт, 1937; Доннан, 1947) и, как было установлено, довольно точно соответствовало данным, полученным при наблюдениях в резервуаре[2].

Эллиптическое уравнение было также использовано для каналов, которые не прорезают подстилающего плотного слоя. В таких случаях поток, находящийся вблизи канала, не мог быть подсчитан даже приближенно на основании гипотезы горизонтального потока, так как в этом случае линии тока должны сходиться, чтобы попасть в дрену.

Хоугхаудт (1937, стр. 495) предложил уточнение, в котором не принимается в расчет сосредоточенное сопротивление, обусловленное сближением струй, но допускаются более длинные пути для нижних линий тока. Если ширину дна канала обозначить через b, а высоту расположения этого дна над водонепроницаемым слоем (водоупором) — через d, то средняя линия тока ниже канала будет длиннее, чем половина расстояния примерно на $\frac{b+d}{2}$.

Так как ниже канала относительное число линий тока может быть приближенно принято равным $\frac{d}{h_0}$, то средняя длина линии тока вместо $\frac{S}{2}$ будет равна

$$\frac{S}{2}+\frac{d(b+d)}{2h_0}.$$

[1] Первой теоретической работой, где решается этот вопрос, была статья Б. Б. Дэвисона (Записки Государственного гидрологического института, VI, 1932). Затем участок высачивания для различных условий детально рассматривал Дахлер (Die Wasserwirtschaft, 5—6, 1934) и В. В. Ведерников (см. стр. 100). Для перемычки исчерпывающий результат был получен П. Я. Полубариновой-Кочиной (Некоторые задачи плоского движения грунтовых вод, изд. АН СССР, М.—Л., 1942).— *Прим. ред.*

[2] См. примечание к стр. 109.— *Прим. ред.*

Подстановка этой величины в уравнение (I,5) для уточненного расстояния дает равенство

$$S = \frac{2k\,(H_0^2 - h_0^2)}{Q_1} - \frac{d\,(b+d)}{h_0}.$$

Если водоупор находится значительно ниже дна дрен, то эффект сужения потока — а, следовательно, и вертикальную составляющую потока — нельзя не принимать во внимание. Хоугхаудт использовал для этого условия приближенную величину радиального потока (смотри ниже § 2), используя комбинацию двух методов для промежуточных случаев. Роте и Козени допускали в применении к трубчатому гончарному дренажу расположение всего потока выше плоскости, проходящей через оси дрен. Козени пытался оправдать это допущение тем, что коэффициент фильтрации сильно возрастает в зоне колебаний уровня грунтовой воды после устройства дрен, что приводит к образованию эффективного плотного слоя, проходящего через оси дрен. Тот факт, что это допущение теряет силу в случае однородных грунтов, обнаруживается при более точных методах анализа. Например Густафсон (1946)—см. ниже рис. 55,— решая задачу методом конформных отображений для участка, затопленного до самой поверхности и осушаемого трубчатыми гончарными дренами, показал, что почти половина потока проходит ниже поверхности, проходящей через оси дрены. Если учесть криволинейность поверхности грунтовых вод, которая рассматривается здесь, то процентное значение потока, проходящего ниже оси дрен, очевидно, будет еще больше. Учитывая, что большие изменения коэффициента фильтрации могут ожидаться в редких случаях, рассуждения Козени нельзя считать приемлемыми. Если даже такие изменения и встречаются, то окончательное значение коэффициента фильтрации обычно остается неизвестным, поэтому уравнение для определения оптимальных расстояний между дренами неприемлемо (ср. ван дер Молен, 1953; Виссер, 1954).

Применение эллиптического уравнения к гончарным дренажным трубам влечет за собой небольшие дополнительные погрешности, по сравнению с применением этого уравнения к открытым каналам, если дрены располагаются поблизости от водоупора. Часто обратная засыпка в траншее имеет более высокую проницаемость, чем непарушенный грунт, так что гончарные трубчатые дрены работают в основном так же, как и открытые каналы, и тогда напор h_0 (см. рис. 33) приблизительно равен высоте расположения дрен над водонепроницаемым слоем (водоупором). При таких условиях закрытые дрены опять действуют как открытые каналы.

Выше принималось как само собой разумеющееся, что уровень грунтовой воды является границей потока. Однако хорошо извест-

но, что часть общего потока следует по пути, расположенному над уровнем грунтовых вод, через слой, условно названный капиллярной каймой (капиллярной зоной). Капиллярная зона является областью, в которой вода находится под давлением меньше атмосферного и которая насыщена до полной или почти до полной влагоемкости, так что коэффициент фильтрации продолжает оставаться приблизительно равным коэффициенту фильтрации насыщенного грунта. Учет действия капиллярной каймы эллиптическим уравнением возможен только в том случае, если можно принять, что эта зона имеет постоянную и хорошо определяемую высоту, что коэффициент фильтрации этой зоны равен коэффициенту фильтрации слоя с полной влагоемкостью и что фильтрационная способность грунта за пределами этой зоны достаточно мала и поэтому можно пренебречь любым потоком, расположенным выше этой зоны. Поскольку уровень грунтовых вод определяется как геометрическое место точек, в которых давление равно атмосферному, то распределение напора, принятого в предыдущем анализе, сохранило бы свое значение, если бы такая капиллярная кайма, имеющая толщину w, была бы принята в расчет, но границу области потока понадобилось бы поднять на высоту w. Легко убедиться в том, что если идти по пути вывода уравнения (I,5), то включение в рассмотрение капиллярной каймы толщиной w приводит к выражению

$$\frac{Q_1 S}{2k} = (H_0 + w)^2 - (h_0 + w)^2. \qquad (I,6)$$

Доннан (1947) на модели резервуара с песком показал, что уравнение (I,6) по сравнению с уравнением (I,5) дает результаты, которые больше соответствуют данным наблюдений.

Следует указать, что вышеприведенный метод рассмотрения потока, расположенного над уровнем грунтовых вод, имеет недостаток, который заключается в том, что не существует хорошо определяемой капиллярной каймы. Кроме того, степень насыщения и коэффициент фильтрации в зоне, расположенной над уровнем грунтовых вод, уменьшается постепенно по мере возрастания высоты, вызывая постепенное уменьшение интенсивности потока[1].

§ 2. Случай радиального потока

Когда колодец (скважина) прорезает водоносный пласт, однородный по толщине и бескопечный по протяженности, вода будет

[1] Учет движения воды в капиллярной зоне может быть произведен введением «приведенной» высоты капиллярного поднятия с учетом зависимости капиллярной проницаемости от влажности грунта (см. С. Ф. Аверьянов, Доклады АН СССР, 69, 2, 3, 1949).— *Прим. ред.*

поступать в колодец со всех сторон так, что линии токов будут представлять собой сходящиеся к колодцу лучи. Так как гончарную трубу можно рассматривать как горизонтальный колодец, то существует аналогия между радиальным притоком к колодцу и притоком к гончарной трубе.

Эту аналогию использовали Киркхем (1949, 1951) и Густафсон (1946) при точном решении ряда задач, касающихся осушаемого трубами участка, который был затоплен до поверхности. Детально эти решения рассматриваются ниже[1].

Хоутхаудт (1940) использовал указанную аналогию, чтобы найти приближенное решение для случая трубчатых гончарных дрен в однородных грунтах с криволинейной поверхностью грунтовых вод, находящейся в равновесии с постоянной величиной расхода.

Если φ обозначает потенциал и r — расстояние от линии центра колодца, то легко показать (Маскет, 1946, стр. 150 и далее), что потенциал относительно вертикального колодца, расположенного в однородной среде, представляется общим выражением

$$\varphi = \frac{Q}{2\pi k} \ln r,$$

где Q — общий расход в колодце на единицу его длины.

Аналогичным образом распределение потенциала в зоне «полукруглого» потока дается в виде

$$\varphi = \frac{Q}{\pi k} \ln r. \qquad (I,7)$$

Это уравнение в дальнейшем использовано для вывода выражения, определяющего распределение потенциала около параллельных трубчатых дрен, находящихся в самых разнообразных условиях.

1. Артезианский поток. Если бы дренажная труба была установлена так, чтобы верхняя половина находилась бы в непроницаемом слое, а нижняя — в простирающемся на бесконечную глубину грунте с постоянным коэффициентом фильтрации, то распределение потенциала на значительной глубине, обусловливаемое артезианским давлением, выражалось бы уравнением (I,7). Если бы N таких труб установить параллельно друг другу, то потенциал в любой точке (потенциал — скалярная величина)

[1] Впервые радиальная схема притока воды к горизонтальным дренам для их расчета была использована А. Н. Костяковым (Основы мелиораций, 3-е изд., 1933, СХГ; см. также 6-е изд., 1960, СХГ); формулы А. Н. Костякова находят широкое применение в СССР при расчете дренажа.— *Прим. ред.*

выражался бы как сумма потенциалов, обусловленных каждой дреной:

$$\varphi = \frac{Q}{\pi k} \sum_{n=1}^{N} \ln r_n, \qquad (I,8)$$

где r_n — расстояние от точки до центра n-й дрены.

Хоугхаудт считал, что при небольшом артезианском давлении форма поверхности грунтовых вод над параллельными дренами, находящимися в однородном грунте, как правило, приближается к плоскости, проходящей через центры дрен. Поэтому для данного случая он принял уравнение (I,8), которое довольно точно выражает распределение потенциала, так же как и в случае полупроницаемой среды, принятой первоначально.

На практике нас интересует разность потенциалов между двумя точками, а не абсолютное значение потенциала. Если одна точка A берется на окружности одной дрены, а другая B — в середине между двумя дренами (бесконечного ряда дрен) на плоскости, проходящей через их оси, то приближенная разность потенциалов может быть написана в виде

$$\Delta\varphi = \varphi_B - \varphi_A = \frac{Q}{\pi k}\left(\sum_n \ln r_{Bn} - \sum_n \ln r_{An}\right),$$

$$n = 0,\ 1,\ -1,\ 2,\ -2,\ \ldots . \qquad (I,9)$$

где r_{An} — расстояние от центра n-й дрены до точки A;

r_{Bn} — расстояние от центра n-й дрены до точки B.

За исключением члена r_{A0} (здесь 0 относится к дрене, на которой расположена точка A), дрены можно рассматривать как линейные токи с пренебрежимо малым радиусом. После указанного суммирования уравнение (I,9) превращается в равенство

$$\Delta\varphi = \frac{Q}{\pi k}\left[\ln\left(\frac{S}{2r_0}\right) - 0{,}454\right] = \frac{Q}{k_i} A, \qquad (I,10)$$

где S — расстояние между дренами;

r_0 — радиус дрены.

Значения A сведены Хоугхаудтом в таблицу (1940, стр. 652).

2. Удаление дождевых осадков, имеющих постоянную интенсивность. Задача артезианского потока, рассматривавшаяся в предыдущем параграфе, имеет ограниченный практический интерес. Хоугхаудт нашел, что то же самое решение применимо к случаю изучения постоянных дождевых осадков, удаляемых параллельными дренами, которые расположены в однородном грунте.

Если на плоскости, проходящей через оси дрен, имеется M линейных источников, которые между каждыми двумя дренами

расположены так, что расстояние между соседними источниками равно $\frac{S}{M}$, и если каждый из этих источников имеет интенсивность $\frac{Q}{M}$, то уравнение для разности потенциалов должно быть написано в таком виде:

$$\Delta\varphi = \frac{Q}{\pi k}\left(\sum_n \ln r_{Bn} - \sum_n \ln r_{An}\right) + \sum_{m=1}^{M} \frac{Q}{M\pi k}\left(\sum_n \ln r_{Amn} - \sum_n \ln r_{Bmn}\right). \quad (I,11)$$

Символ r_{Amn} обозначает расстояние от точки A до m-го источника справа от n-й дрены. Суммирование по m в этом уравнении отпадает, как показали ван Шилфгарде, Киркхем и Фриверт (1956). Поэтому уравнение (I,11) сводится просто к уравнению (I,9), а затем и к уравнению (I,10). Поскольку, при неопределенно возрастающем M можно отождествить постоянную интенсивность дождевых осадков с рядом источников, рассматриваемых здесь, то можно показать, что уравнение для артезианского потока также сохраняет силу и в случае постоянных дождевых осадков при малой кривизне поверхности грунтовых вод между дренами, которой можно поэтому пренебречь. Уравнение дает хорошее решение, когда интенсивность осадков незначительна по сравнению с фильтрационной способностью почвогрунтов, так что подъем уровня грунтовых вод посредине между дренами является незначительным по сравнению с расстоянием между дренами. В этом случае доля общего напора, который распределяется над плоскостью, проходящей через дрены, также невелика.

3. Влияние непроницаемого слоя (водоупора). Приведенный выше анализ ограничивается грунтом, который на неограниченной глубине является однородным. Если непроницаемый слой встречается на конечной глубине d, считая от осей дрен, то анализ может быть видоизменен путем введения в рассмотрение ряда воображаемых дрен, находящихся ниже непроницаемого слоя на расстоянии d (рис. 34). Разность потенциалов между A и B, получаемая из уравнения (I,9), должна быть затем уточнена с учетом действия воображаемых дрен $0'$, $1'$, $-1'$, $2'$, $-2'$, . . . , в результате чего уравнение примет вид

$$\Delta\varphi = \frac{Q}{\pi k}\left(\sum_n \ln r_{Bn} - \sum_n \ln r_{An} + \sum_n \ln r_{Bn'} - \sum_n \ln r_{An'}\right). \quad (I,12)$$

Здесь первые две суммы являются такими же, что и в уравнении (I,9). Остальные суммы можно написать как бесконечное произведение и упростить (Хоугхаудт, 1940, стр. 574):

$$\Delta\varphi = \frac{Q}{\pi k}\left\{\left[\ln\left(\frac{S}{2r_0}\right) - 0{,}454\right] + \right.$$

$$\left. + \frac{1}{2}\sum_{n=1}^{\infty} \ln \frac{\left[(2n-1)^2\frac{S^2}{4} + 4d^2\right]^2}{(n^2S^2+4d^2)\left[(n-1)^2S^2+4d^2\right]}\right\}. \qquad (I,13)$$

Как и уравнение (I,10), это равенство приближенное, так как оно предполагает плоскую поверхность грунтовых вод. Кривизна этой поверхности вызывает добавочное падение напора, которое здесь не принимается в расчет. Эта кривизна приводит

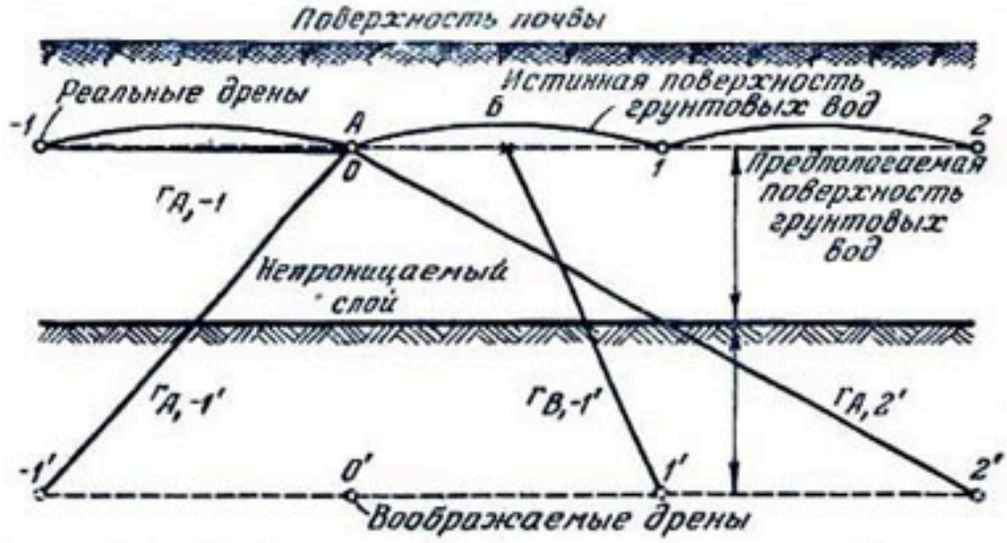


Рис. 34. Воображаемые дрены, создающие эффект непроницаемого слоя.

Две размерные линии на рисунке указывают расстояния d от водоупора до предполагаемой поверхности грунтовых вод и до плоскости воображаемых дрен (как на рис. 35).

также к тому, что поверхность грунтовых вод не будет больше эквипотенциалью. Уравнение (I,7), а следовательно, и уравнение (I,13) означает, однако, что поток через каждую эквипотенциаль остается одним и тем же, что возможно только в случае, когда поверхность грунтовых вод — эквипотенциаль. Даже если бы существовала плоская поверхность грунтовых вод, уравнение (I,13) не было бы точным в том отношении, что одного ряда воображаемых дрен, используемых Хоугхаудтом, недостаточно, чтобы превратить эту поверхность в эквипотенциаль. Чтобы найти точное решение для действительно плоской поверхности, необходимо бесконечное число отображений, обусловливающих расположение воображаемых дрен на расстоянии $y = 2nd$, где $n = \pm 1,\ 2,\ 3,\ \ldots$

Именно в результате этого последнего приближения анализ Хоугхаудта теряет силу, когда непроницаемый слой приближается к дренам. Для устранения этого недостатка он объединяет гипотезы радиальных и горизонтальных потоков. Эта разработка рассматривается в следующем § 3.

В случае значительной разницы m между высотами уровня грунтовых вод в середине между дренами и непосредственно над ними Хоугхаудт (1940, стр. 562) предложил «улучшить» уравнения (I,10) и (I,13) путем прибавления к правой части уравнения члена $\frac{Qm}{kS}$. Этот член может быть выведен в результате принятия строго вертикального потока, проходящего через участок над осями дрен. Согласно закону Дарси, скорость потока, направленного вниз через этот район, может быть написана в виде

$$v = \frac{Q}{S} = \frac{k\Delta\varphi_i}{m_i},$$

где $\Delta\varphi_i$ — падение потенциала от уровня грунтовых вод до оси дрены на любом расстоянии i от дрены по высоте m_i.

Таким образом, разница падения потенциалов в средней точке и у дрены есть разница между величинами $\frac{Qm_i}{kS}$ при соответствующих значениях m_i. Так как разница между величинами m_i является m, то разница в падении потенциалов потока, протекающего через зону поверх осей дрен, между точками в среднем положении между дренами и над ними будет $\frac{Qm}{kS}$.

В разработках настоящего раздела всегда имеются в виду трубчатые дрены.

Так как основное уравнение (I,7) выведено для полукруглых дрен, то решения имеют такую же силу и для полукруглых открытых каналов, если радиус этих каналов мал по сравнению с их расстоянием друг от друга. Уравнения могут использоваться с достаточной точностью также при применении эквивалентного измерения для некруглых каналов.

§ 3. Объединение гипотез радиального и горизонтального потоков

Выше было показано, что гипотеза горизонтального потока может быть использована для разрешения вопросов, касающихся закрытого или открытого дренажей при небольшой глубине до непроницаемого слоя (водоупора). Принятие же радиального потока дает удовлетворительные результаты в случаях, когда непроницаемый слой или отсутствует[1], или находится на относительно большой глубине. Для промежуточных случаев нельзя ожидать, чтобы какая-либо из гипотез дала удовлетворительные результаты.

[1] То есть «не обнаружен бурением», так как «отсутствовать» он не может.— *Прим. ред.*

Хоугхаудт показал, однако, как такие случаи могут быть приближенно разрешены при рациональном объединении двух гипотез.

1. Непроницаемый слой (водоупор) на промежуточной глубине. Рассмотрим ряд параллельных гончарных дрен, заложенных над непроницаемым слоем (рис. 35). Примем, что поток на участке вблизи средних точек между дренами является в основном горизонтальным, а поток вблизи дрен является в основном радиальным. Затем пусть оба эти участка будут разделены плоскостью $x = x_1$. Если значение x_1 выбрано правильно, то общее падение потенциала может быть найдено как сумма падений через зоны $x > x_1$ и $x < x_1$,

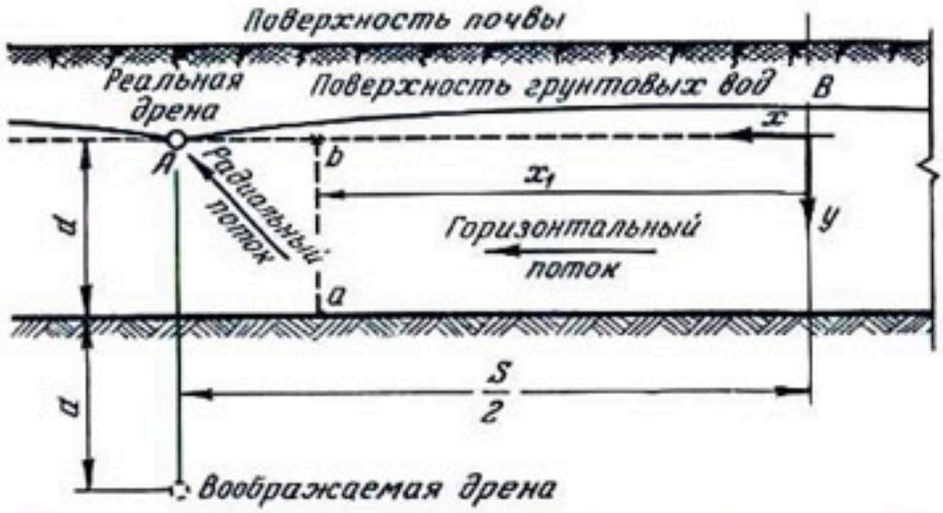


Рис. 35. Схема и обозначения, используемые при объединении гипотез радиального и горизонтального потока при расположении непроницаемого слоя на некоторой промежуточной глубине.

подсчитанных с помощью гипотез радиального и горизонтального потоков соответственно. Плоскость $x = x_1$ должна быть выбрана так, чтобы разница потенциалов между точками a и b на рисунке 35 была минимальной. В результате плоскость $x = x_1$ будет близка к эквипотенциальной плоскости, каковой она должна быть при применении гипотезы горизонтального потока.

Обозначая разницу потенциалов в точках b и a как разницу сумм потенциалов (в этих точках), обусловленных реальными и воображаемыми дренами, мы найдем

$$\Delta\varphi_{b-a} = \frac{Q}{\pi k} \times$$

$$\times \sum_{m} \sum_{n=1}^{\infty} \ln \frac{\left[(2n-1)\frac{S}{2} + mx_1\right] \left\{ \left[(2n-1)\frac{S}{2} + mx_1\right]^2 + 4d^2 \right\}^{\frac{1}{2}}}{\left[(2n-1)\frac{S}{2} + mx_1\right]^2 + d^2};$$

$$m = \pm 1. \qquad \text{(I,14)}$$

Хоугхаудт показал на основе обширных расчетов, а ван Деметер (1950) подтвердил, что непроницаемый слой (водоупор) оказывает незначительное влияние на поток в направлении к дренам, когда $d > 0{,}25\,S$. При $0 < d < 0{,}25\,S$ все члены уравнения (I,14), за исключением первого ($m = -1$, $n = 1$), являются положительными и близкими к нулю. Первый член быстро изменяется от $-\infty$ до положительных величин, когда x_1 уменьшается, начиная от $\frac{S}{2}$. Следовательно, чтобы привести $\Delta\varphi_{b-a}$ к минимуму, достаточно первый член правой части уравнения (I,14) приравнять к нулю. Это дает $x_1 = \frac{(S - d\sqrt{2})}{2}$.

Определив положение плоскости $x = x_1$, найдем разницу потенциалов между точками A и B (рис. 35), применяя уравнение (I,12) для определения разницы $\Delta\varphi_1$ (от A к b), и уравнение (I,3) — для нахождения $\Delta\varphi_2$ от b к B. Получаем

$$\Delta\varphi = \Delta\varphi_1 + \Delta\varphi_2, \tag{I,15}$$

где [Хоугхаудт, 1940, уравнение (69)]

$$\Delta\varphi_1 = \frac{Q}{\pi k}\left[\ln\frac{0{,}707d}{r_0} + \frac{1}{2}\sum_{n=1}^{\infty}\ln\frac{(nS)^2 - \frac{d^2}{2}}{(nS)^2} + \right.$$

$$\left. + \frac{1}{2}\sum_{n=0}^{\infty}\ln\frac{(nS + 0{,}707d)^2 + 4d^2}{(nS)^2 + 4d^2} + \frac{1}{2}\sum_{n=1}^{\infty}\ln\frac{(nS - 0{,}707d)^2 + 4d^2}{(nS)^2 + 4d^2}\right] \tag{I,16}$$

и [Хоугхаудт, 1940, уравнение (77)]

$$\Delta\varphi_2 = \frac{Q}{k}\frac{(S - 1{,}414d)^2}{8dS}. \tag{I,17}$$

Введя новые обозначения B и C в правую часть уравнений (I,16) и (I,17), не трогая множитель $\frac{Q}{k}$, уравнение (I,15) можем записать в виде

$$\Delta\varphi = \frac{Q}{k}(B + C). \tag{I,15а}$$

Имеются таблицы для определения B, C и $(B + C)$ для радиусов дрен $r_0 = 0{,}03$ м (Хоугхаудт, 1940, стр. 653—655).

2. Общий метод решения. На какой бы глубине не был непроницаемый слой (водоупор), выбор подходящего уравнения из числа тех, которые имеются в нашем распоряжении, всегда обеспечит нам возможность приближенного решения дренажных задач, включая сюда и случай с осадками постоянной интенсивности. Определение, какой способ более подходит для каждого конкрет-

ного случая, является кропотливым делом, и вычисления, которые нужно при этом производить, часто бывают весьма трудоемкими. Чтобы справиться с этими трудностями и сделать свой метод приемлемым для проектировщиков, Хоугхаудт разработал способ, имеющий значительные преимущества. Он подготовил обширную группу таблиц со значениями d_e, где d_e изображает толщину «эквивалентного слоя». Он определяется как проницаемый слой такой толщины, что если расстояние вычисляется по уравнению (I,5), в котором h_0 заменяется на d_e, а H_0 также измеряется от воображаемой непроницаемой границы, то будет получен тот же самый ответ, как и в случае применения любого подходящего уравнения — (I,5), (I,10), (I,13) или (I,15а). Эти таблицы — Хоугхаудт (1940, стр. 656—694) — содержат значения d_e для ряда значений r_0, S и d. Их использование проиллюстрировали ван Шилфгарде, Киркхем и Фриверт (1956). Таблицы могут также быть использованы как вспомогательное средство для определения коэффициента фильтрации. Согласно Хоугхаудту, ошибка при использовании таблиц для определения расстояния между дренами составляет меньше 10%, а при определении коэффициента фильтрации — меньше 20%, за исключением некоторых крайних случаев, которые вряд ли встречаются на практике[1].

[1] Прием введения «активной зоны» известен давно; применительно к расчету притока воды к несовершенным (по степени вскрытия пласта) колодцам он применялся Паркером (Parker Ph., The control of water, London, 1925, sec. ed.), Е. А. Замариным для фильтрации под гидротехническими сооружениями (Е. А. Замарин, Движение грунтовых вод под гидротехническими сооружениями, Ташкент, 1928) и другими авторами. Учет «несовершенства» дренажа (то есть оценка дополнительных фильтрационных сопротивлений, вызванных отличием реальной дрены малого диаметра от канала, прорезающего весь пласт) был дан Н. К. Гиринским (Руководство по расчету притоков воды в горизонтальные дренажи военно-инженерных сооружений, Госгеолиздат, М., 1944) и С. Ф. Аверьяновым (Осушительное действие глубоких дренажей, Науч. зап. Моск. гидромел. ин-та, 15, 1948) путем введения «коэф. висячести» в значение расхода; для инфильтрационного потока и расчета систематического дренажа учет произвольной глубины залегания водоупора был сделан А. Н. Костяковым (см. лит: стр. 115) и С. Ф. Аверьяновым (Горизонтальный дренаж при борьбе с засолением орошаемых земель, Изд. АН СССР, М., 1959); в последней работе показано, что аналитический, простой для практического использования, способ учета «висячести» дает результаты, практически совпадающие с данными таблиц Хоугхаудта, весьма громоздких и неудобных для расчетов (к тому же вычисленных не в метрических мерах). Наконец, возможен еще и иной способ учета «несовершенства» путем введения в расчет «местных сопротивлений»; в СССР применительно к расчету фильтрации под гидротехническими сооружениями этот прием разработан С. Н. Нумеровым (В. И. Аравин и С. Н. Нумеров, Теория движения жидкостей и газов в недеформируемой пористой среде, Гостехтеориздат, М., 1953) и Р. Р. Чугаевым (Подземный контур гидротехнических сооружений, Госэнергоиздат, М.—Л., 1962). Таким образом вопрос о расчете «несовершенных» дрен в настоящее время имеет достаточно обоснованную аналитическую проработку и практические рекомендации.— *Прим. ред.*

Решения дренажных задач, данные Хоугхаудтом, представляют собой одну из первых исчерпывающих разработок этого вопроса. Хотя ни одно из его решений не является точным, тем не менее не представляется возможным большинство его приближений подвергнуть критике по существу. Сравнение с точными решениями ван Демтера для однородных грунтов большой глубины показывает, что уравнения Хоугхаудта для этого частного случая приводят к очень близким результатам. Его результаты сохраняют силу только постольку, поскольку можно принять постоянство дождевых осадков или их эквивалент. Это значительно ограничивает практическое применение его решений, особенно в центрально-западных или юго-восточных штатах США, где интенсивность опускания уровня грунтовых вод после относительно сильных, но кратковременных штормов имеет первостепенное значение. Однако для условий Нидерландов, для которых были выведены уравнения, интенсивность дождевых осадков можно часто считать постоянной.

§ 4. Метод релаксаций

Кроме аналитических методов, которые были рассмотрены до сих пор, существует еще числовой метод, который дает возможность приближенно решать ряд задач дренажного потока. Этот метод, который обычно называют методом релаксаций [1], позволяет нам решать задачи, весьма трудные для аналитического решения. Однако техника этого метода требует значительной затраты труда. Кроме того, в противоположность аналитическому методу любое решение, полученное вышеназванным методом, сохраняет силу только в условиях, в которых этот метод применяется.

---

[1] Описываемый ниже метод релаксаций, известный как «методконечных разностей», в СССР не нашел широкого применения для плоских задач фильтрации, хотя известен с 20-х годов (см. например, Н. Т. Мелещенко, Движение грунтовых вод под гидротехническими сооружениями, Л., 1937); он описан в монографии Аравина и Нумерова (см. лит. на стр. 122). Значительно более широкое применение в СССР имеет его разновидность — «Графическое решение построением гидродинамической сетки движения» (сокращенно — способ «сетки движения»). Впервые этот способ был предложен Ф. Форхгеймером в 1911 г. (Ф. Форхгеймер. Гидравлика. Перевод А. Черкасова. ОНТИ, М.—Л., 1935); затем этот способ был детально разработан Е. А. Замариным на основе работ Н. Н. Павловского (Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями и ее основные приложения, Петроград, 1922) для расчета фильтрации под гидротехническими сооружениями (см. лит. на стр. 122) и для расчета дрен с образованием свободной поверхности грунтовых вод (Е. А. Замарин, Гидродинамические сетки движения, Научные записки Моск. гидромелиор. ин-та, 4, 1937).— *Прим. ред.*

В сущности метод релаксаций построен на решении уравнения Лапласа «от руки» при граничных условиях, соответствующих рассматриваемой задаче.

Полагая квадратную сетку наложенной на область рассматриваемого потока, произвольно назначаются числовые значения потенциалов в каждой точке пересечения линий сетки при значениях вдоль границ, принимаемых в соответствии с условиями каждой конкретной задачи. Затем эти числа подгоняются эмпирически так, чтобы значение в каждой точке сетки представляло бы собой среднеарифметическую величину тех значений, которые имеются у четырех соседних точек. При этом сохраняются, конечно, надлежащие значения вдоль границ.

Непрямолинейные границы, взаимное расположение и анизотропия грунтов, а также неизвестное положение поверхности грунтовой воды — все это требует корректировки основных данных предыдущего параграфа. Точно так же может представиться желательным определить значения давлений или значения функций линий тока вместо потенциала. Ван Демтер (1950), а также Лютин и Гаскелл (1950) детально разработали этот метод, указав, как он применяется к установившемуся состоянию, и дали ряд примеров для частных случаев. Статья последних авторов ограничивается случаями, касающимися почвы, затопленной до поверхности, в то же время в статье первого автора границей потока является кривая уровня грунтовых вод.

Точность метода релаксаций зависит от размера сетки, отнесенной к размерам области потока. При достаточном уменьшении размера ячеек сетки погрешность процесса приближения — по сравнению с точным анализом той же задачи — можно сделать сколь угодно малой. Лютин и Гаскелл нашли, что погрешность в их решениях составляет меньше 4%. Однако результаты вычислений ни в коем случае не могут быть более точными, чем те допущения, которые положены в их основу. Таким образом, точность приближенных решений ван Демтера зависит не только от размеров сетки, но также и от достоверности принятых им допущений, согласно которым поверхность грунтовой воды образует границу потока. Выше было указано, что это допущение не является правильным.

Лютин и Дей (1955) показали, как можно расширить использование способа релаксаций для ненасыщенных условий потока, если известно соотношение между поверхностным натяжением воды и коэффициентом фильтрации ненасыщенного грунта. Для любой почвы это соотношение может быть определено экспериментально, однако ясно, что такое выражение нельзя обобщать. Особый интерес представляют экспериментальные данные Лютина и Дея, согласно которым для небольшого гидравлического напора,

теряемого в горизонтальном направлении в массиве из мелкого песка, доля потока, проходящего над уровнем грунтовых вод, колебалась от 14 до 60%, в зависимости от среднего положения уровня грунтовой воды относительно поверхности песка и дна сосуда. С помощью этого примера ярко иллюстрируется важное значение потока, проходящего через так называемую капиллярную кайму[1].

Выше было указано, что метод релаксаций дает решение только для конкретных условий, но не дает обобщенного решения. Однако как сообщил Виссер (1954, стр. 77), Эрнст и Бауманс построили по ряду приближенных решений номограммы для решения общей задачи высоты подъема уровня грунтовой воды над гончарными дренами при постоянной интенсивности дождевых осадков и при залегании непроницаемого слоя на любой глубине. Это графическое решение (рис. 36 и 37), которое достигает той же цели, что и решение с помощью таблиц Хоугхаудта, рассмотренное в предыдущем разделе, имеет важное преимущество, заключающееся в том, что оно исключает повторные вычисления, которые требуются при решении задач по способу Хоугхаудта.

§ 5. Проверка метода релаксаций для установившегося движения на основе данных, полученных в полевых условиях

Проверка теорий установившегося движения может быть осуществлена с помощью данных Киркхема и де Зеува (1952), содержащих измерения высот уровня грунтовых вод, расходов дрен, дождевых осадков и коэффициента фильтрации, которые получены в связи с сооружением в 1950 г. в Голландии гончарных и открытых дрен, отстоящих друг от друга на 8, 10, 12 и 16 м (наблюдения продолжались три недели). Каждое из расстояний повторялось 3 раза на каждом из двух участков для обоих типов дрен. Эти данные пригодны для сравнения с данными теории установившегося движения потока, так как в период наблюдений имела место относительно равномерная интенсивность дождевых осадков.

Учитывая данные о водопроницаемости грунтов и геологическое описание участка, можно предположить, что непроницаемый слой (водоупор) находится на глубине 180 см от поверхности почвы. Это является верхней границей слабоводопроницаемого торфяного слоя с коэффициентом фильтрации $k = 5$ мм в сутки. Выше этого слоя измеренная величина коэффициента фильтрации

[1] См. аналитическое решение этого вопроса в статье С. Ф. Аверьянова «Приближенная оценка роли фильтрации в зоне капиллярной каймы», Доклады АН СССР, 69, № 3, 1949.— *Прим. ред.*

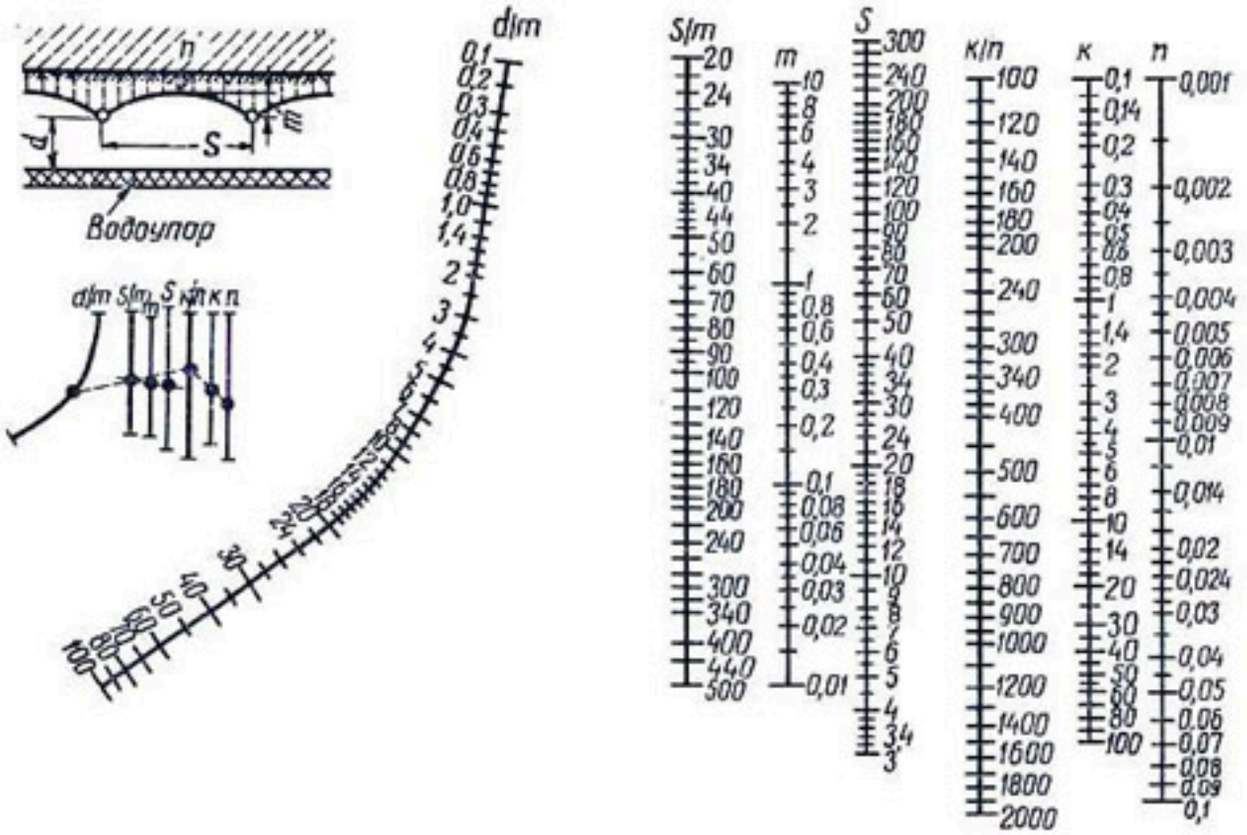


Рис. 36. Номограмма для определения расстояний между дренами при $k/n \geqslant 100$ (по Виссеру, 1954):

величины k и n — в м/сутки; величины S, m и d — в м; k — коэффициент фильтрации.

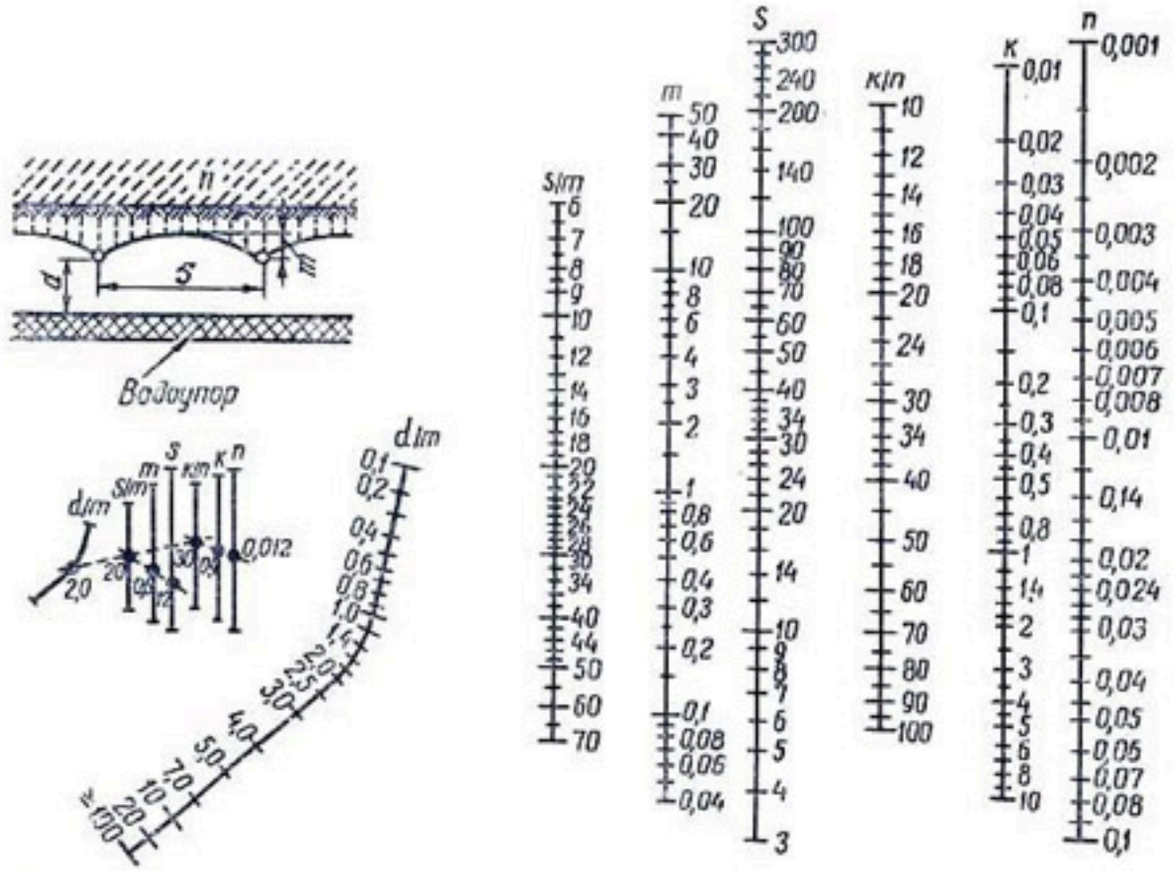


Рис. 37. Номограмма для определения расстояний между дренами при $k/n \leqslant 100$ (по Виссеру, 1954):

величины k и n — в м/сутки; размерность величин S, m и d — в м; k — коэффициент фильтрации.

колебалась в значительных пределах, но в среднем она составляла $75 < k < 100$ мм в сутки. Глубина залегания гончарных труб составляла 97 см, открытые каналы были глубиной 50 см.

1. Эллиптическое уравнение. Используя среднюю высоту уровня грунтовой воды для периода с 27 ноября до 9 декабря 1950 г. (Киркхем и де Зеув, 1952, рис. 6) и соответствующую среднюю интенсивность дождевых осадков, равную 2,82 мм в сутки, можно проверить по этим данным эллиптическое уравнение (I,5). Поскольку в нашем случае дрены не доходят до непроницаемого слоя, то значения H_0 и h_0 принимаются как высоты уровня грунтовой воды над плотным слоем, находящимся на глубине 180 см. Используя значение $k = 87$ мм в сутки и определяя $Q = 2\,Q_1$ как произведение интенсивности дождевых осадков, равной 2,82 мм в сутки, и фактического расстояния между дренами в полевых условиях, мы получим сравнительные данные, приведенные в таблице 2.

Таблица 2

Сравнение фактических расстояний между гончарными и между открытыми дренами с расстояниями, рассчитанными по уравнению (I,5)*

Фактические расстояния S, м	Q, м³ в сутки на погонный метр дрены	Высота ** уровня грунтовых вод над непроницаемым слоем, м		Расстояние S, подсчитанное по уравнению (I,5), м		Отклонение расчетных расстояний от фактических, %	
		гончарные дрены	открытые дрены	гончарные дрены	открытые дрены	гончарные дрены	открытые дрены
8	0,0226	1,196	1,401	11,11	4,22	+39	—47
10	0,0282	1,327	1,450	18,22	5,08	+32	—49
12	0,0338	1,428	1,428	13,87	6,94	+16	—42
18	0,0451	1,645	1,723	15,57	9,79	— 3	—39

* Данные для первых четырех столбцов взяты у Кирхкема и де Зеува (1952).
** Высота h_0 принята равной 0,83 м для гончарного дренажа и 1,30 м для открытого дренажа; значение k взято равным 87 мм в сутки.

Расхождения между вычисленными и фактическими междудренными расстояниями, особенно в случае мелких открытых каналов, указывают на опасность использования эллиптического уравнения для целей проектирования. Необходимо также отметить, что для гончарных дрен вычисленное расстояние между дренами колеблется в более узких пределах. Эти отклонения могут быть объяснены за счет пренебрежения влиянием сужения потока вблизи дрен. Такое сужение обусловливает большее падение потенциала, чем это допускает гипотеза горизонтального потока, так что пренебрежение этим обычно приводит к слишком большим

расстояниям между дренами при определении этих расстояний с помощью эллиптического уравнения. Поскольку это влияние имеет меньшее значение при больших расстояниях между дренами (сравнительно с глубиной непроницаемого слоя), то мы можем ожидать, что эллиптическое уравнение приведет к завышению этих расстояний, если они сравнительно малы. Тот факт, что аналогичные отклонения не наблюдались в случае мелких открытых каналов, не получил объяснения.

Проверка эллиптического уравнения может быть проведена также на основе данных непосредственных замеров расходов, произведенных Киркхемом и де Зеувом. Данные измерения расходов и соответствующие высоты уровня грунтовых вод фиксировались для гончарных дрен по три раза 13 и 14 декабря. Используя эти величины расхода, мы можем междренные расстояния вновь рассчитать с помощью эллиптического уравнения. Результаты расчетов приведены в таблице 3.

Тот факт, что при второй проверке в результате вычислений были получены бóльшие расстояния между гончарными трубами, чем при первой, частично может быть объяснен изменившимися «неравновесными» условиями.

Таблица 3

Проверка эллиптического уравнения на основе полевых измерений* расхода гончарных труб и высоты уровня грунтовых вод

Фактические расстояния, м	Расстояния (м) подсчитанные			Средние подсчитанные расстояния, м	Отклонения подсчитанных расстояний от фактических, %
	13 декабря в 17 часов	14 декабря в 15 часов	14 декабря в 17 часов		
8	12,64	12,56	13,87	13,02	+62,8
10	15,78	14,91	15,35	15,35	+53,5
12	18,44	16,82	16,68	17,31	+44,3
16	17,28	25,84	25,75	32,96	+43,5

* Данные Киркхема и де Зеува (1952); коэффициент фильтрации взят равным $k = 87$ мм в сутки.

Уровень грунтовой воды 13 декабря повышался до 17 часов, но позже значительно упал. Такое снижение уровня грунтовой воды обусловило и бóльшие расчетные расстояния, чем при условии равновесия, при котором обычно требуется большее количество дождевых осадков, следовательно, и больший расход для поддержания постоянного уровня грунтовой воды.

Использование другого значения k, отличного от взятого здесь $k = 87$ мм в сутки, в пределах $75 < k < 100$ мм в сутки (о нем указывалось выше) не изменит ни одного из сделанных выводов.

2. Табличное решение Хоугхаудта. Аналогично вычислениям, результаты которых приведены в таблице 2, табличное решение Хоугхаудта может быть проверено путем сравнения со средними условиями, которые наблюдались в период между 27 ноября и 9 декабря. Для вычислений, которые приведены в таблице 3 и которые представляют такую проверку, радиус гончарной трубы был принят равным 3 см. В действительности внутренний диаметр был равен 5 см, а внешний — 7 см. Гончарные трубы были уложены в водопроницаемой обкладке, так что для вычисления можно было бы выбрать диаметры больших размеров. Однако влияние r_0 на расчетное расстояние между дренами невелико.

Таблица 4

Расстояния между дренами, рассчитанные с помощью таблиц Хоугхаудта по полевым данным* (в среднем за 13 дней)

Фактические расстояния, м	Рассчитанные расстояния, м	Разница, %
8	8,1	+1,3
10	10,4	+4,0
12	12,1	+0,8
16	15,3	—4,4

* Полевые данные взяты из работы Киркхема и де Зеува (1952).

Тогда как предыдущие данные были недостаточны для того, чтобы сделать какие-либо далеко идущие выводы, таблица 3 показывает значительно лучшее соответствие между теорией Хоугхаудта и полевыми наблюдениями в сравнении с данными эллиптического уравнения. Если согласиться с утверждениями Хоугхаудта, что его таблицы имеют точность $\pm 10\%$, то при использовании их для вычисления расстояния между дренами можно ожидать хорошего соответствия между полевыми данными и теорией[1]. Важно, что здесь в противоположность эллиптическому уравнению процентная ошибка почти постоянна. Это наблюдение подтверждает предположение, что главный недостаток эллиптического уравнения заключается в пренебрежении сужением потока вблизи дрен. Таблицы Хоугхаудта «соединяют» радиальный поток

[1] К сожалению, автор не приводит исходных данных (средних за 13 дней), принятых для проверки таблиц Хоугхаудта; однако очевидно, что они отличаются от данных, принятых в табл. 2 и 3; такая несравнимость исходных данных снижает убедительность выводов автора о точности таблиц Хоугхаудта.— *Прим. ред.*

вблизи дрен с горизонтальным потоком посредине между дренами, но в других отношениях оба анализа по существу тождественны.

Имеющиеся доказательства подтверждают сообщение Хоугхаудта, что его таблицы достаточно точны для проектировочных работ, где можно принимать условия установившегося состояния потока.

2. ЗАДАЧИ НЕУСТАНОВИВШЕГОСЯ ДВИЖЕНИЯ

Задачи неустановившегося движения, хотя их решения гораздо труднее решений задач установившегося движения, представляют бо́льший интерес, так как установившееся состояние является скорее исключением, чем правилом. К сожалению до сих пор для задач, в которых имеется изменяющийся уровень грунтовой воды, не найдено никакого общего решения ни точными, ни приближенными методами. Все попытки таких решений базировались на допущении, что существует однородная «дренирующая пористость» для всего объема грунта, который дренируется при снижении уровня грунтовой воды, причем отдача грунтом воды происходит мгновенно в момент прохождения поверхности грунтовой воды[1]. Это предположение находится в серьезном противоречии с действительностью, где объем дренируемой воды возрастает постепенно с ростом натяжения. Таким образом, кроме осложнений, возникающих в результате поперечного потока выше уровня грунтовых вод (поток капиллярной каймы), здесь игнорируется тот факт, что количество дренированной воды на единицу объема почвы зависит от натяжения и, следовательно, изменяется как во времени, так и в пространстве. Использование постоянного значения f для пористости в задачах неустойчивого состояния является упрощением действительных условий, результат которых трудно измерить количественно.

[1] Вопросам «коэффициента водоотдачи» (при опускании грунтовых вод) и «свободной порозности» (при их подъеме) в СССР посвящено значительное количество исследований. Начиная с 40-х годов Г. Д. Эркин, А. И. Ивицкий, Е. С. Марков, С. Ф. Аверьянов, Б. М. Живова, О. Н. Носова и другие исследовали зависимость коэффициента водоотдачи от физических констант грунтов (таких как коэффициент фильтрации, полная и максимальная молекулярная влагоемкость, максимальная высота капиллярного поднятия), от глубины опускания грунтовых вод, скорости их опускания и других факторов (литературу см. в книге О. Н. Носовой, Расчет водоотдачи песчаных грунтов, Госэнергоиздат, 1962). Опыт показывает, что при относительно глубоком размещении поверхности грунтовых вод и относительно медленно протекающем неустановившемся процессе теоретические решения дают вполне надежные результаты; можно также получить удовлетворительные результаты, принимая для отдельных периодов различные значения коэффициента водоотдачи с учетом упомянутых факторов. В связи с этим с мнением автора о неприемлемости теории неустановившегося движения грунтовых вод согласиться нельзя.— *Прим. ред.*

Несмотря на указанные недостатки, сущность некоторых решений с учетом понижения уровня грунтовой воды будет рассмотрена в этом разделе.

§ 1. Эллиптическое уравнение при переменном уровне грунтовых вод

Заслуживают внимания отдельные попытки расширить область применения эллиптического уравнения для решения задач, включающих колебание уровня грунтовой воды над гончарными дренами. Кано (1940) вывел ряд уравнений для подсчета времени, необходимого для заданного снижения уровня грунтовой воды с известной высоты при известном расположении дрен и при заданной пористости и гидравлической проводимости дрен. Виссер (1953), пользуясь совершенно другим способом, предложил метод учета ливней, продолжающихся короткое время и имеющих более высокую интенсивность, чем обычно преобладающая средняя постоянная норма осадков. Сущность разработок Виссера заключается в следующем.

Если в уравнении (I,5) обозначить через n «равновесную» интенсивность стока с единицы площади $\left(\text{размерность } \frac{L}{T}\right)$, выражение $\frac{4K}{S^2}$ — через D, а разность напоров $H_0 - h_0$ — через m, то это уравнение может быть переписано в таком виде:

$$n_e = D(m_e^2 + 2h_0 m_e), \tag{I,18}$$

где индекс e указывает на условия равновесия (equilibrium).

Допустим, что в течение очень короткого периода выпадает какое-то количество осадков N, превышающее то количество, которое выпадает при постоянной интенсивности n, и что этот избыточный дождь приводит к подъему уровня грунтовой воды повсюду, за исключением площади непосредственно над дренами, на высоту $T = \frac{N}{f}$ (f — пористость грунта). Тогда максимальная интенсивность стока n_p (peak discharge rate) может быть выражена так:

$$n_p = D[(m_e + T)^2 + 2h_0(m_e + T)]. \tag{I,19}$$

Исключив m_e из уравнения (I,18) и (I,19), найдем, что

$$n_p = n_e + DT\left[T + 2\left(h_0^2 + \frac{n_e}{d}\right)^{\frac{1}{2}}\right]. \tag{I,20}$$

Максимальный подъем T уровня грунтовой воды над высотой равновесия H_0 для любой требуемой частоты (скажем, один раз в год) может теперь быть определен на основе метеорологических данных. Приняв некоторую продолжительность ливня и частоту ливней, можно определить N и, следовательно, T. Так как предполагается, что f, D, h_0 и n_e известны, то n_p определится из уравнения (I,20).

Приведенный выше анализ дает нам возможность приближенным методом спроектировать дренажную систему не только для оптимальной средней высоты залегания уровня грунтовой воды, но и сделать это таким образом, чтобы заданная высота $H_0 + T$, расположенная выше водоупора, превышала заданную величину не чаще, чем это определено условиями задачи. Для площадей, где является обычным небольшой дождь значительной продолжительности, сопровождающийся эпизодическими интенсивными ливнями, такой подход к проектированию дренажа представляется весьма ценным. Такой подход может быть полезен и для орошаемых районов. Для территорий, где часто бывают ливни высокой интенсивности, этот метод кажется неприемлемым. Тем не менее этот метод может оказаться приемлемым, если его улучшить путем повторных расчетов того же самого процесса.

Кроме условий, лежащих в основе эллиптического уравнения, Виссер принял также допущение, что высота подъема уровня грунтовой воды T не будет изменяться в зависимости от расстояния до дрен, за исключением тех точек, которые расположены непосредственно над дренами. Это противоречит условию, принятому Дюпюи, в соответствии с которым скорость пропорциональна уклону поверхности грунтовых вод — это также снижает ценность результата Виссера. Если важным фактором, как это принято в выводах Виссера, является разность в напоре, то уравнение все же может быть хорошим приближением. До сих пор не было найдено никаких экспериментальных подтверждений этого уравнения.

§ 2. Уравнение теплового потока

Теория Дюпюи-Форхгеймера была использована также в условиях неустановившегося движения в случае применения уравнения неразрывности. При обозначении через f пористости и через t — времени правая часть уравнения (I,1) заменяется выражением $f\frac{\partial h}{\partial t}$. В результате получаем

$$k\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(h\frac{\partial h}{\partial y}\right)\right]=f\frac{\partial h}{\partial t}. \qquad (I,21)$$

Заменим h выражением $d + z$, где d — постоянная глубина непроницаемого слоя, который находится ниже произвольной плоскости сравнения, выбранной таким образом, что $d \gg |z|$. Тогда это выражение может быть упрощено и представлено в виде

$$\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} = \frac{f}{kd} \cdot \frac{\partial z}{\partial t}. \qquad (I,22)$$

Это уравнение часто называется уравнением теплового потока, так как оно тождественно по форме с дифференциальным уравнением, которое применяется при решении многих задач теплового потока[1].

Уравнение (I,22), конечно, не лучше тех допущений, на которых оно основывается. Те же самые возражения, которые имели место при рассмотрении уравнения (I,2), сохраняют свое значение и здесь наряду с возражением, касающимся допущения однородной пористости. Думается, что здесь могут быть получены полезные приближенные результаты в том случае, если сфера действия потока при его небольшой глубине занимает большую площадь.

Здесь будут рассмотрены два случая применения уравнения теплового потока. Автором одного из них является Гловер, а другого — Феррис.

1. **Уравнения Гловера.** Как сообщил Дамм (1954), Гловер вывел из уравнения теплового потока другое уравнение, которое устанавливает соотношение между расстоянием, отделяющим гончарные дрены друг от друга, и скоростью падения уровня грунтовой воды при заданной высоте над дренами. Некоторые подробности такого вывода, не приведенные Даммом, можно найти в другом месте (ван Шилфгарде, Киркхем и Фриверт, 1956).

Рассмотрим залегающую над границей водоупора систему с одинаковым расстоянием между гончарными дренами, находящимися в однородной почве (рис. 38). Уравнение непрерывности, основанное на допущениях Дюпюи, может быть написано в соответствии с уравнением (I,22) в следующей форме:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{kD}{f} \cdot \frac{\partial^2 y}{\partial x^2}. \qquad (I,23)$$

Здесь x и y — координаты, которые показаны на рисунке 38; k, f и t обозначают то же, что и раньше; D — средняя толщина водоносного слоя, которую Гловер определил несколько отлично от ∂ в уравнении (I,22). При расстоянии между непроницаемым

[1] Уравнение (I,22) является частным случаем уравнения Буссинеска, выведенного им для описания неустановившегося движения грунтовых вод (Boussinesq I., Recherches théoriques sur lécoulement des nappes d'eaux infiltres dans le sol et sur le débit des sources. I. a. Mathématiques pures et appliquees. 5 serie, 10 vol. N., 1904).— *Прим. ред.*

слоем и осями дренажных труб, равном d, и при начальной высоте залегания уровня грунтовой воды, измеряемой от осей дрен и равной y_0, Гловер определил значение D как

$$D = d + \frac{y_0}{2}.$$

Считая первоначальную поверхность грунтовых вод плоской, как показано на рисунке 38, решение уравнения (I,23) может быть найдено на основе обычных методов разложения в ряд синусов.

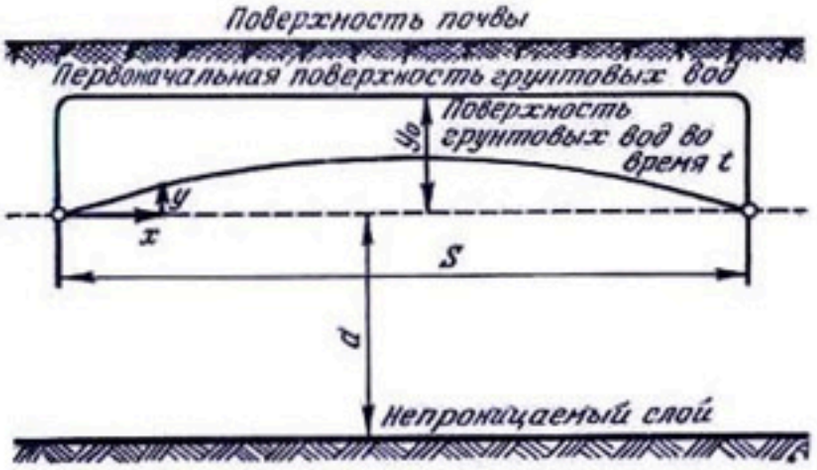


Рис. 38. Схема и обозначения, используемые при выводе уравнения Гловера.

Рассматривая среднюю точку между дренами и пренебрегая всеми членами ряда, кроме первого, получим[1]

$$y_{S/2} = \left(\frac{4y_0}{\pi}\right) \exp\left(-\frac{kD\pi^2 t}{fS^2}\right),$$

где S — расстояние между дренами и

$y_{S/2}$ — расстояние y при $x = \frac{S}{2}$.

Решая это уравнение относительно S, получим уравнение для подсчета расстояния между дренами:

$$S = \pi\left(\frac{kDt}{f} \ln \frac{4y_0}{\pi y_{S/2}}\right)^{\frac{1}{2}}. \qquad (I,24)$$

Уравнение неразрывности, из которого было выведено уравнение (I,24), ограничивается случаями, где $d \gg y_0$. Поэтому можно ожидать, что на уравнение (I,24) должно быть наложено аналогичное ограничение. Чтобы определить ошибку в этом урав-

[1] Выражение $A_{\exp} B$ обозначает Ae^B.

нении, когда d соразмерима с y_0, Гловер вывел второе уравнение для случая $d = 0$. Используя уравнение непрерывности (см. уравнение 1,21), получим

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(ky\frac{\partial y}{\partial x}\right) = f\frac{\partial y}{\partial t}.$$

Гловер пришел к следующему результату:

$$S = \left[\frac{9ky_0t}{2f\left(\frac{y_0}{y_{S/2}} - 1\right)}\right]^{\frac{1}{2}}. \qquad (I,25)$$

Сравнивая уравнения (I,24) и (I,25), Дамм (1954) пришел к выводу, что разница расстояний, подсчитанных по каждому уравнению при одинаковых значениях параметров, была всегда меньше 10% ($d = 0$ в обоих случаях). Отсюда он заключил, что уравнение (I,24) может применяться при любой глубине водонепроницаемого слоя. Однако нижеследующее рассуждение приводит к другому заключению. Пусть S_1 — расстояние, полученное из уравнения (I,24), а S_2 — из уравнения (I,25). В этом случае, исключая $\frac{tk}{f}$ и разрешая уравнение относительно $\frac{S_2}{S_1}$, получим для понижения уровня грунтовой воды на один фут (30, 48 см) с помощью дрен, расположенных на непроницаемом слое ($y_0 = 1 + y_{S/2}$; $d = 0$), следующее соотношение:

$$\frac{S_2}{S_1} = \left\{\left(\frac{9y_{S/2}}{\pi^2}\right)\ln\left[\frac{4+4y_{S/2}}{\pi y_{\frac{S}{2}}}\right]\right\}^{\frac{1}{2}}.$$

График этого уравнения (рис. 39) показывает, что соотношение $\frac{S_2}{S_1}$ колеблется в пределах от нуля до бесконечности с процентной разностью порядка 20—70% в диапазоне, имеющем наибольшие практические значения по сравнению с разностью Дамма, равной 10%. Такой ошибкой нельзя пренебрегать, так что мы должны заключить, что применение уравнения (I,24) должно быть ограничено случаями, при которых величина d сравнительно велика.

Кроме того, как выяснилось при анализе задач установившегося движения, допущения Дюпюи приводят к приемлемым приближениям лишь при небольшом отношении $\frac{d}{S}$. Таким образом допущение горизонтального потока требует, чтобы $d \ll S$, в то время как уравнение непрерывности (I,23) требует, чтобы $d \gg y_0$.

Маловероятно, чтобы эти два условия соблюдались в естественных условиях одновременно.

Учитывая вышеизложенные соображения, можно полагать, что уравнение (I,24) не может быть рекомендовано, когда d велико (вследствие влияния сужения потока при подходе к дренам) и когда d мало (в этом случае уравнение теплового потока теряет силу).

Кемпер (1954), сравнив уравнение Гловера с результатами некоторых исследований электрических аналогий, нашел, что

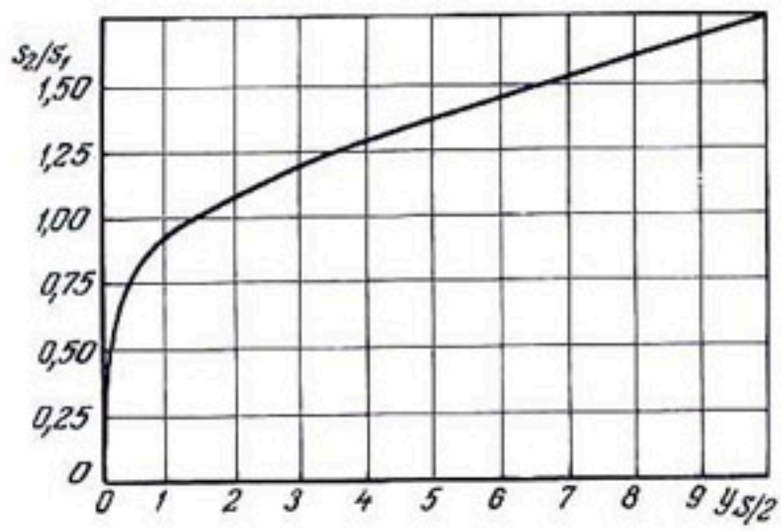


Рис. 39. График изменения соотношения расстояний, определенных по двум уравнениям Гловера, в случае расположения дрен на непроницаемом слое и при падении уровня грунтовых вод на один фут (0,3 *м*).

между обоими типами анализа может быть получено хорошее соответствие в случае введения в уравнение (I,24) эмпирического коэффициента (поправки). После введения этого коэффициента $1{,}3 \exp \frac{2{,}3\,d}{S}$ в уравнение имеем

$$\frac{tk}{f} = \left(\frac{1{,}3S^2}{D\pi^2}\right) \exp\left(\frac{2{,}3d}{S}\right) \cdot \ln\left(\frac{4y_0}{\pi y_{S/2}}\right). \qquad (I,26)$$

Эта поправка обусловливает для заданного комплекса условий бóльшее значение величины $\frac{tk}{f}$, чем неисправленное уравнение (другими словами, более медленную скорость дренирования). Это соответствует установленным наблюдениями фактам, что пренебрежение влиянием сужения потока при пользовании уравнением Гловера приводит к переоценке эффективности дренажной системы.

Важно проверить уравнения (I,24) и (I,26) на основе полевых данных. Данные Киркхема и де Зеува, о которых упоминалось

выше, могут быть использованы для такого сравнения, если принять высоту уровня залегания грунтовой воды по данным на 17 часов 7 декабря в качестве исходного значения и вычислить расстояния, которые необходимы для понижения уровня грунтовой воды, наблюдаемого в 9 часов 8 декабря 1950 г. В таблице 5 показаны результаты таких вычислений.

Таблица 5

Сравнение уравнений Гловера с поправкой и без поправки Кемпера с данными Киркхема и де Зеува

Фактические расстояния между дренами, м	Подсчитанные расстояния *, м		Отклонения, %		Относительные расстояния **		
	Гловер	Кемпер	Гловер	Кемпер	фактическое	Гловер	Кемпер
8	6,26	4,39	—21,8	—45,1	0,80	0,97	0,96
10	6,44	4,55	—35,6	—54,5	1,00	1,00	1,00
12	6,78	4,86	—43,5	—59,5	1,20	1,05	1,07
16	9,48	7,26	—40,7	—54,6	1,60	1,47	1,60

* При $k = 100$ мм в сутки, $d = 86$ см, $f = 0{,}025$ и при глубине до центра трубы, равной 94 см.

** За единицу принято расстояние, соответствующее 10 м.

Нет объяснений, почему все расстояния, вычисленные на основе обоих уравнений, слишком малы. Величина $k = 100$ мм/сутки, слишком велика. Наличие небольшого напорного течения (подпитывания), наблюдавшееся Киркхемом и де Зеувом, также не было принято в расчет. Поправка с учетом каждого из упомянутых коэффициентов привела бы к еще меньшим расстояниям. Тот факт, что в результате подсчета получаются меньшие расстояния, чем те, которые имеют место в действительности, может быть объяснен, как и в случае эллиптического уравнения, влиянием сужения потока, которое не принимается во внимание в допущениях Дюпюи. Тенденция к получению меньших расстояний при их подсчете обнаруживается при просмотре трех последних столбцов таблицы 5. Использование этих относительных расстояний исключает влияние коэффициента $\frac{k}{f}$, что позволяет использовать уравнения, на которые не влияют характеристики почвогрунтов. Можно было предположить, что поправка Кемпера хотя бы частично устранит недостаток уравнения Гловера, однако относительные расстояния, подсчитанные по уравнениям Кемпера и Гловера, почти тождественны.

Другое сравнение можно провести с некоторыми данными, полученными в штате Миннесота Мансоном (1947). В этих данных приведены высоты уровня залегания грунтовой воды, полученные на основе эксперимента с расстояниями между гончарными трубами, поставленного в семи повторностях для расстояния в 25 футов (7,62 м), в восьми повторностях — для 50 футов (15,24 м), в четырех — для 100 футов (30,48 м) и одной — для 300 футов (91,44 м). Почва была определена как илистый жирный суглинок Вебстера. Часть данных, которые до сих пор не опубликованы Мансоном, были представлены ван Шилфгарде, Киркхемом и Фривертом (1956).

Для того чтобы использовать эти данные для проверки уравнения Гловера, необходимо выбрать значения коэффициента фильтрации и пористости. На основании измерений, проведенных в другом месте на илистом жирном суглинке Вебстера, здесь принимается $k = 10$ футам (3,05 м) в сутки и $f = 0{,}05$. Глубина непроницаемого слоя, вероятно, была очень большой. С учетом уменьшения влияния такого слоя с возрастанием глубины были вычислены расстояния для нескольких произвольно выбранных значений d, а именно: $d = 1{,}22$; 2,44; 3,66 и 4,88 м (4, 8, 12 и 16 футов). Междренные расстояния, вычисленные по данным 25 и 27 июня 1946 г., указывают на соответствие теории результатам полевых наблюдений (табл. 6).

Таблица 6

Расстояния между дренами, подсчитанные по уравнениям Гловера и Кемпера на основе данных опытов, проводившихся с гончарными дренажными трубами (предполагались различные глубины до непроницаемого слоя*)

Фактическое расстояние S, м	Расстояния, подсчитанные по уравнению							
	Гловера				Кемпера			
	глубина d, м				глубина d, м			
	1,22	2,44	3,66	4,48	1,22	2,44	3,66	4,48
7,62	35,97	48,46	60,65	69,80	30,17	40,84	48,77	55,47
15,24	30,17	41,76	50,90	58,22	25,30	33,83	39,93	45,11
30,48	30,71	51,51	61,57	70,41	32,61	42,37	49,68	55,78
91,44	70,10	90,83	107,90	122,53	60,04	76,81	90,22	101,80

* Мансон (1947). Вычисления проводились на основе измерений глубины залегания уровня грунтовой воды 25 и 27 июня 1946 г. Коэффициент $k = 3{,}05$ м/сутки (10 футов), величина $f = 0{,}05$.

Таблица 6 показывает, что подсчитанные расстояния меняются в меньшей степени, чем фактические. Это выявляется более четко

в таблице 7, которая исключает влияние k и f. Например, относительные расстояния в уравнении Гловера при $d = 1{,}22$ м (4 фута) составляют 0,93; 0,78; 1,00; 1,81 по сравнению с фактическими расстояниями 0,25; 0,50; 1,00; 3,00. Это вновь подтверждает, что пренебрежение сужением потока в допущениях Дюпюи приводит к значительным погрешностям при использовании уравнений, выведенных на основе этих допущений. Очевидно, относительные расстояния изменяются незначительно с изменением расстояния до воображаемого непроницаемого слоя.

Таблица 7

Относительные расстояния между дренами, подсчитанные по данным таблицы 6

Фактические расстояния S, м	Относительные расстояния, подсчитанные по уравнению							
	Гловера				Кемпера			
	при глубине d, м				при глубине d, м			
	1,22	2,44	3,66	4,88	1,22	2,44	3,66	4,88
7,62	0,93	0,94	0,99	0,99	0,93	0,93	0,96	0,99
15,24	0,78	0,81	0,83	0,83	0,78	0,80	0,80	0,81
30,48	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
91,44	1,81	1,76	1,75	1,74	1,84	1,81	1,82	1,83

Расстояния, подсчитанные с помощью уравнения Гловера, кажутся также слишком большими. Возможно, это обусловливается отчасти неправильным выбором k и f. Однако маловероятно, чтобы действительная величина $\frac{k}{f}$ отличалась от величины 200 больше чем в два раза. Расстояния, которые изменяются пропорционально квадратному корню из $\frac{k}{f}$, возможно, были преувеличены в 1,4 раза. Ввиду тенденции роста вычисленных расстояний с увеличением d и того факта, что величина d фактически может быть бесконечной, неточность значений k и f не является причиной расхождения в расстояниях. Поправка Кемпера, хотя она тоже не в состоянии упорядочить относительные расстояния, все же позволяет уменьшить эти расстояния и приблизить их к действительным величинам.

В итоге можно отметить, что уравнение Гловера, очевидно, не приводит к точным результатам прежде всего из-за ограничений допущений Дюпюи, на которых базируется это уравнение. Поправка Кемпера позволяет уточнить уравнение Гловера, однако эта поправка не зависит в достаточной степени от междренного

расстояния, чтобы в полной мере учесть влияние сужения потока вблизи дрен.[1]

2. Анализ Ферриса. Другое решение, которое основывается на уравнении теплового потока, было предложено Феррисом (1950). Его анализ затрагивает интенсивность понижения уровня грунтовой воды в однородном изотропном водоносном слое, имеющем бесконечное горизонтальное протяжение и постоянную толщину b и ограниченном сверху и снизу непроницаемыми слоями, при наличии единственного дренажного канала бесконечно малой

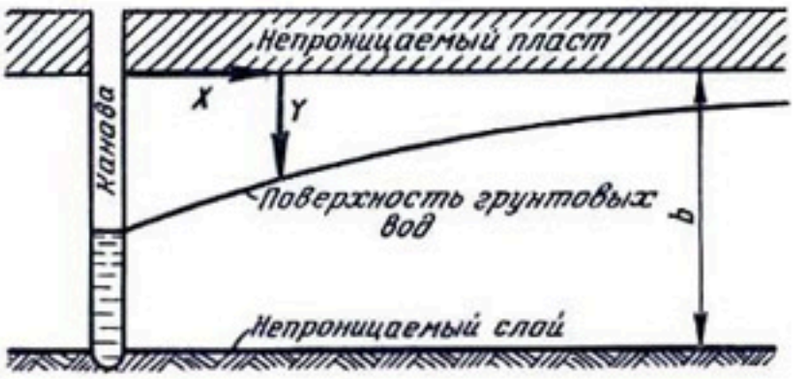


Рис. 40. Схема и обозначения, используемые в анализе Ферриса.

ширины, который проникает до водоносного слоя или даже ниже. К сожалению, результаты Ферриса теряют свою ценность вследствие неправильного допущения.

При тех координатах, которые показаны на рисунке 40, Феррис принял, что уравнение непрерывности

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{kb}{f} \cdot \frac{\partial^2 y}{\partial x^2}$$

имеет решение в виде

$$y = ct^{-\frac{1}{2}} \exp\left(-\frac{fx^2}{4kbt}\right), \qquad (I,27)$$

где c — постоянная величина.

---

[1] Отметим, что «поправка Кемпера» принципиально не может учесть сужение потока (висячесть, несовершенство дрен), так как она не учитывает диаметры дрен.

Формула (I,24), которую автор называет «уравнением Гловера», была предложена для расчета систематического дренажа с *учетом его «висячести»* в 1952 г. С. Ф. Аверьяновым (семинар Секции по научной разработке проблем водного хозяйства АН СССР 19.VI. 1957) и опубликована в периодической печати в 1957 г. (Гидротехника и мелиорация, 12, 1957), где была отмечена неприемлемость применения этой формулы для расчета систематического дренажа без учета «висячести», то есть в том виде, как она была опубликована Даммом. Как видно из текста настоящего параграфа, это положение целиком подтверждается.— *Прим. ред.*

При определении c он полагал, что количество воды V, сброшенное дреной, должно равняться количеству воды, израсходованной из водоносного слоя, т. е.

$$\frac{V}{2} = \int_0^\infty fy\,dx.$$

Подстановка уравнения (I,27) в это выражение и интегрирование дает при сохранении постоянного значения t

$$c = \frac{V}{2(\pi fkb)^{\frac{1}{2}}}.$$

Здесь предполагается, что V не зависит от x и t. Но это противоречит физическим условиям, так как совершенно очевидно, что расход V возрастает с течением времени.

Тем не менее, подставляя указанное выше значение для c в уравнение (I,27), Феррис получил

$$y = \frac{V}{2(\pi fkbt)^{1/2}} \exp\left(-\frac{fx^2}{4kbt}\right). \qquad \text{(I,28)}$$

Принимая постоянную величину расхода $Q = \frac{V}{t}$, он затем приходит к выводу, что уравнение (I,28) должно иметь силу также для бесконечно малого падения Δy, соответствующего объему $Q\,\Delta t$. Это дало ему возможность переписать уравнение (I,2) в форме

$$y = \frac{Q}{2(\pi fkb)^{1/2}} \int_0^t t^{-\frac{1}{2}} \left[\exp\left(-\frac{fx^2}{4kbt}\right)\right] dt. \qquad \text{(I,29)}$$

Для того чтобы Q имело постоянное значение, V должно быть пропорционально t ($V = A\,t$, где A — постоянная величина). Однако, если V заменяется выражением $A\,t$, уравнение (I,28) не будет решением уравнения непрерывности. Далее, физические соображения показывают, что Q уменьшается, а V возрастает с увеличением t. Отсюда как уравнение (I,28), так и уравнение (I,29) неверны. Однако решения Ферриса основываются как раз на этих уравнениях. После подстановки

$$u = x\left(\frac{f}{4kbt}\right)^{\frac{1}{2}} \qquad \text{(I,30)}$$

уравнение (I,29) можно проинтегрировать по частям и получить

$$y = \frac{Qx}{2kb} \cdot D(u), \qquad \text{(I,31)}$$

где

$$D(u)=\pi^{-\frac{1}{2}}u^{-1}\exp(-u^2)-1+2\pi^{-\frac{1}{2}}\int_0^u \exp(-u^2)\,du.$$

Поскольку $D(u)$ может быть определено для любого значения u с помощью таблиц нормального распределения, уравнения (I,30) и (I,31) дают ошибочную зависимость между переменными в задаче. Феррис предположил, что эти уравнения дают возможность определить f и kb для известных значений Q, b и x, если значение y было определено для различных величин t. С этой целью он принял, что величина y как функция $\frac{x^2}{t}$ тождественна $D(u)$ как функции u^2. Это также, строго говоря, не является правильным для примера, который он приводит. Этот пример, в котором используются данные полевых наблюдений, показывает, что Q не приближается к постоянному значению даже в том случае, когда речь идет о мелких каналах, залегающих над глубоким непроницаемым слоем. Если бы рассматривался канал, доходящий до глубокого слоя (как это принято в выводе уравнения), то Q изменилось бы еще больше.

§ 3. Приближенные решения задач радиального потока

Как и в случае установившегося движения аналогия между радиальным притоком воды в колодец и притоком в дренажную трубу была использована для решения задач снижения уровня грунтовой воды под влиянием дренажного стока. Здесь будут рассмотрены два таких решения.

1. Метод приближений Шпёттле. Уже в 1911 г. Шпёттле (1911, стр. 104) в подробном трактате[1] о регулировании водного режима земель для сельскохозяйственного использования предложил и проверил уравнение для определения формы поверхности грунтовых вод, расположенной над дренами. Он рассматривал горизонтальную дрену, уложенную в однородном грунте, в котором первоначально был постоянный уровень грунтовой воды, находящийся выше центра гончарной трубы на величину d. Шпёттле считал, что в этом случае частица воды из точки A, которая находится непосредственно над дреной, будет опускаться с постоянной скоростью v и достигнет точки A' через время t.

[1] Есть русский перевод книги Шпёттле «Осушение почвы подземным дренажом», М., 1912.— *Прим. ред.*

Пройденное расстояние будет равно

$$\overline{AA'} = vt.$$

Было принято, что в любой другой точке B скорость потока направлена радиально к дрене и имеет величину $v \sin \alpha$ (α — угол между линией тока и горизонталью). Соответствующее расстояние, которое будет при этом пройдено точкой, составит $vt \sin \alpha$, а снижение уровня грунтовой воды будет равно $vt \sin^2 \alpha$. Таким образом, принимая начало координат в месте расположения дрены, найдем, что высота уровня грунтовой воды через время t определится как

$$y = d - vt \sin^2 \alpha = d - \frac{vty^2}{x^2 + y^2}.$$

Отсюда имеем

$$x^2 (d - y) = y^2 (y - d + vt),$$

т. е. то, что получил Шпёттле.

Теперь хорошо известно, что скорость не является постоянной вдоль линии тока. Кроме того, в связи с решениями Хоугхаудта для задач установившегося движения указывалось, что линии тока не будут радиальными, если поток имеет бесконечно большую протяженность. Кроме того, решение Шпёттле является неполным и в том смысле, что в нем не указывается способ определения величины v. Однако, учитывая время, когда Шпёттле проводил свою работу, его метод можно считать интересным и стимулирующим вкладом в дело разработки проблем дренажа.

2. Решение Уолкера. Значительно позднее Уолкер (1952) предложил решение задачи по определению расстояния между дренами, обеспечивающего заданную интенсивность понижения уровня грунтовых вод. Он рассматривал параллельные дрены (как открытые, так и закрытые), находящиеся в изотропной почве на расстоянии S друг от друга. Его анализ не ограничивался однородными грунтами. Он охватывал также грунты, состоящие из слоев с различными коэффициентами фильтрации. В этом случае предполагалось, что фильтрационная способность самого плотного слоя, расположенного выше основания дрен, будет определять течение. Точно так же было принято, что линии тока будут направлены по радиусам к дренам.

Главным недостатком в анализе Уолкера было его допущение, что гидравлический градиент повсюду равен единице. В действительности это условие может встретиться только в случае потока, который движется вертикально вниз под действием одной только силы тяжести (например, в случае воды, стекающей в горизонтальное гравелистое ложе при атмосферном давлении). Практически гидравлический градиент при осушении земель закрытыми или

открытыми дренами значительно меньше единицы (за возможным исключением тех точек, которые расположены непосредственно над гончарными дренами [1]).

Как и Шпёттле, Уолкер принял (рис. 41), что скорость воды, движущейся от некоторой произвольной точки (x_1, y_1), находящейся на поверхности уровня грунтовой воды, по направлению к дрене *1*, равна v_1. Эта скорость считается постоянной на протяжении относительно короткого промежутка времени t, так что понижение уровня грунтовой воды на Δy, вызванное потоком в направлении дрены *1* за время t, будет составлять $v_1 t \cos\theta_1$, где θ_1 — угол между линией тока и вертикалью. Точно так же

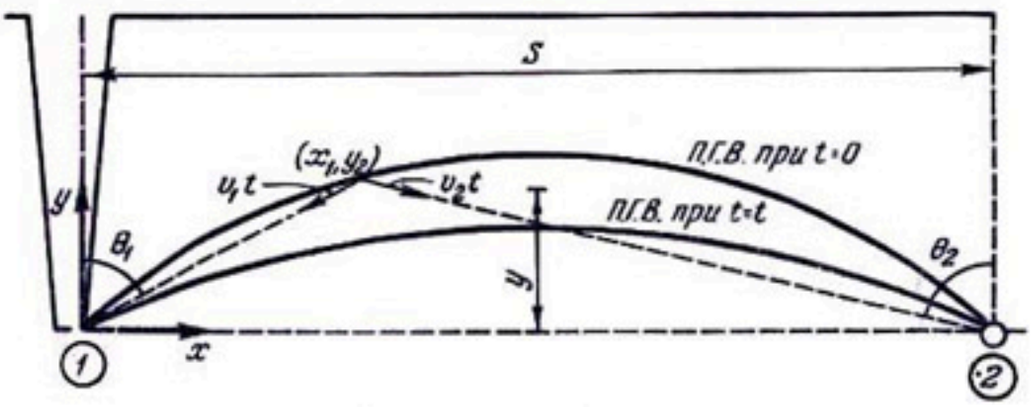


Рис. 41. Схема и обозначения, используемые при выводе уравнения Уолкера.

понижение уровня Δy_2, вызванное потоком в направлении дрены 2, составляет $v_2 t \cos\theta_2$. Таким образом

$$\Delta y = \Delta y_1 + \Delta y_2 = v_1 t \cos\theta_1 + v_2 t \cos\theta_2. \qquad (I,32)$$

Здесь можно было бы возразить, что, за исключением средней точки между дренами, не может иметь места поток в направлении более чем одной дрены и что поэтому складывать Δy_1 и Δy_2 нельзя. Однако, рассматривая потенциал в точке (x_1, y_1), обусловленный каждой дреной, можно было бы сложить компоненты скорости, обусловленные каждым потенциалом, и получить то же уравнение (I,32).

Затем Уолкер выразил скорости через наименьшие коэффициенты фильтрации k_a, k_b, k_c, . . . различных слоев грунта, через которые должна проходить вода, и через аэрационную порозность f слоя, в котором расположен уровень грунтовой воды. Тот факт, что допущение, касающееся k, неверно, вытекает из анализа Киркхема (1951, рис. 11) или ван Демтера (1950, рис. 62 и 63). Это обстоятельство не влияет на достоверность анализа Уолкера

[1] Точнее: вблизи дрен.— *Прим. ред.*

для однородных грунтов, но ставит под сомнение его полезность для случая слоистых разнородных грунтов. Уолкером было дано следующее выражение для скорости

$$v_1 = v_2 = \frac{k}{f}.$$

Именно здесь он принимает единичный гидравлический градиент, поскольку по закону Дарси мы имеем [1]

$$v = -\frac{k}{f} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial s},$$

где s — направление потока.

Продолжая анализ Уолкера на основе принятых им допущений, уравнение (I,32) для средней точки между дренами может быть переписано в виде

$$\Delta y = \frac{2kt}{f} \cos\theta. \qquad \text{(I,33)}$$

Предположим, что оптимальная (с точки зрения роста с.-х. культур) интенсивность понижения уровня грунтовых вод $\frac{\Delta y}{t}$ известна. В этом случае, подставив ее вместо $\frac{\Delta y}{t}$ в уравнение (I,33), можно определить угол θ. Искомое расстояние между дренами можно подсчитать по уравнению Уолкера:

$$S = 2\bar{y} \operatorname{tg}\theta, \qquad \text{(I,34)}$$

где $\bar{y}$ — средняя высота залегания уровня грунтовой воды над дренами в средней точке в течение рассматриваемого здесь периода времени t.

Ясно, что выводы Уолкера далеки от точного решения, тем не менее возможно, что некоторые приближения позволяют ошибкам взаимно компенсировать друг друга, в результате чего в целом получается более или менее точное решение. Этим можно было бы объяснить относительно хорошее соответствие между теорией Уолкера и полевыми данными. Например, коэффициент фильтрации Уолкер определял по методу монолита породы, который часто дает значительно более низкие значения k, чем при определении его в натуре (in situ). Это по меньшей мере частично компенсирует неточность допущения о единичном гидравлическом градиенте.

---

[1] Отметим, что здесь v — истинная скорость движения воды, но не скорость фильтрации.— *Прим. ред.*

Соответствие, о котором сообщил Уолкер, не было установлено автором этой работы. Когда данные уравнения Уолкера сравнивали с полевыми данными, из уравнения получились расстояния, значительно бóльшие тех, которые встречаются в действительности. Здесь приводятся два примера для иллюстрации этого расхождения. Во-первых, для проверки уравнения Уолкера могут быть использованы данные Киркхема и де Зеува (1952), которые упоминались раньше. Используя высоты уровня грунтовых вод посредине между гончарными дренами, зафиксированные 2 и 4 декабря и 7 и 9 декабря на составленном ими рисунке через соответствующие интервалы времени, и принимая $k = 100$ мм/сутки, $f = 0{,}025$ и глубину закладки дрен равной 94 см, мы можем из уравнения (I,33) определить угол θ. Это, в свою очередь, дает возможность вычислить S из уравнения (I,34). Эти расчеты дают расстояния, представленные в таблице 8.

Таблица 8

Сравнение данных уравнения Уолкера с данными Киркхема и де Зеува для гончарных труб

Фактические расстояния между дренами, м	Расстояния (м), подсчитанные		Относительные расстояния		
	2—4 декабря	7—9 декабря	фактические	2—4 декабря	7—9 декабря
8	41,6	29,8	0,800	0,935	0,986
10	44,5	30,2	1,000	1,000	1,000
12	48,2	30,6	1,200	1,083	1,012
16	465,0	54,8	1,600	10,45	1,813

В эту таблицу включены также относительные расстояния, которые, как и раньше, являются частным от деления данного расстояния на фактическое расстояние, равное 10 м. Поскольку эти относительные расстояния не зависят от k или f, они являются более показательными для установления степени точности, с которой это уравнение отражает различия в расстоянии.

Мы видим, что величины подсчитанных расстояний превышают действительные величины от 3 до 30 раз.

Это несоответствие уравнения Уолкера согласуется с ранее приведенным аналитическим рассмотрением. Относительные расстояния также значительно отклоняются от действительных величин 0,8; 1,0; 1,2; 1,6. Это вновь показывает на несостоятельность теории Уолкера.

Для второй проверки могут быть использованы данные Мансона (1947), рассмотренные в связи с решениями Гловера. Ранее упоминалось, что относительно коэффициента фильтрации и пори-

стости не было никаких данных. Но поскольку угол θ близок к прямому углу, то можно с уверенностью принять, что $\operatorname{tg}\theta = \sec\theta$. При этом упрощении уравнения (1,33) и (1,34) могут быть преобразованы следующим образом:

$$\frac{Sf}{k} = \frac{4\bar{y}t}{\Delta y}.$$

Значения $\frac{Sf}{k}$, подсчитанные по этому уравнению для различных периодов времени, для которых имеются данные о снижении уровня грунтовой воды, приведены в таблице 9.

Таблица 9

Сравнение уравнения Уолкера с экспериментальными данными Мансона (1947), полученными при опытах с гончарными трубами в штате Миннесота

Фактическое расстояние между дренами, м	Подсчитанные значения fS/k и относительные расстояния* по данным на							
	25—27 июня		29—30 июля		29 июля—2 августа		9—11 сентября	
	fS/k, сутки	относительное расстояние	fS/k, сутки	относительное расстояние	fS/k, сутки	относительное расстояние	fS/k, сутки	относительное расстояние
7,5	4,00	0,57	78,00	7,53	13,9	0,94	4,16	0,55
15	4,00	0,57	5,57	0,54	12,6	0,89	4,89	0,64
30	7,08	1,00	10,35	1,00	14,2	1,00	7,61	1,00
90	19,80	2,80	78,60	7,60	35,4	2,49	19,48	6,50

* Относительные расстояния указаны в таблице для более быстрого сравнения с фактическими расстояниями.

Если предположить, что действительный коэффициент фильтрации грунта составлял около 3 м/сутки, а пористость — около 5%, то значения $\frac{fS}{k}$ обычно дают расстояния, которые изменяются в пределах от 243,8 до 3048,0 м (800—10 000 футов). Таким образом мы снова устанавливаем, что уравнение Уолкера дает слишком большие междренные расстояния, которые, следовательно, нельзя определять с помощью этого уравнения.

Проверка уравнения самим Уолкером в 1952 г. показала сравнительно хорошее соответствие между теорией и данными полевых наблюдений, однако приведенные здесь сравнения показывают, что такого соответствия, вообще говоря, ожидать нельзя. Представляется возможным сделать вывод, что благоприятные результаты первичной проверки, проведенной Уолкером, должны рассматриваться как случайные.

§ 4. Метод релаксаций при переменном уровне грунтовых вод[1]

Хотя метод релаксаций по существу является методом решения задач установившегося движения, Киркхем и Гаскелл (1951) распространили этот метод на задачи, включающие переменный уровень грунтовой воды, рассматривая такие задачи как серию задач установившегося движения. В работе Киркхема и Гаскелла, так же как и во всех других упоминавшихся здесь задачах неустановившегося движения, было принято, что существует постоянный объем пор в пористом теле, который полностью дренируется в момент прохождения через него уровня грунтовой воды. За исключением этого нереального упрощения, решения Киркхема и Гаскелла основываются на применении закона Дарси и уравнения Лапласа с соответствующими граничными условиями.

Учитывая изложенное выше, метод Киркхема и Гаскелла в настоящее время должен рассматриваться как самый приемлемый метод для характеристики меняющегося уровня грунтовой воды. Этот метод дает решения, которые не являются простыми и удобными, но по крайней мере он не основывается на допущениях, которые могут априорно привести к неприемлемым результатам. Серьезным недостатком метода является то обстоятельство, что, как и при установившемся движении, для каждой геометрической схемы должно быть найдено самостоятельное решение. При этом для решения любой задачи требуется очень много труда и времени, в особенности тогда, когда встает вопрос о точности решения задачи.

Только что указывалось, что метод релаксаций часто дает достаточно удовлетворительное решение задачи неустановившегося движения. Однако при этом утверждении не имелось в виду, что числовые результаты, полученные Киркхемом и Гаскеллом, лучше соответствующих результатов, полученных, скажем, с помощью уравнения Гловера. Невозможно проверить точность результатов Киркхема и Гаскелла по их расчетам, если не считать время, подсчитанное ими для двух различных размеров сетки координат: эти значения времени, вероятно, меньше правильных значений по крайней мере на 10%. Конечно, вполне возможно уменьшить размеры сетки координат и промежутки времени, которыми пользовались Киркхем и Гаскелл, и благодаря этому получить любую степень желаемой точности.

---

[1] В СССР находит широкое применение метод конечных разностей, предложенный для расчета неустановившихся движений грунтовых вод со свободной поверхностью Г. Н. Каменским (Известия отд. техн. наук АН СССР, 4, 1940) и разработанный для многих случаев движения его учениками и сотрудниками.— *Прим. ред.*

Несмотря на неуверенность относительно точности результатов, полученных Киркхемом и Гаскеллом, все же интересно сравнить их с уравнениями Гловера (I,24) и (I,25). При рассмотрении открытых каналов глубиной 1,53 м (5 футов), проникающих в непроницаемый слой, были вычислены значения $\frac{tk}{f}$ по уравнениям (I,24) и (I,25) для падения уровня грунтовой воды на 30, 48 см (1 фут) и для расстояний, меняющихся от 0 до 24,38 м (80 футов).

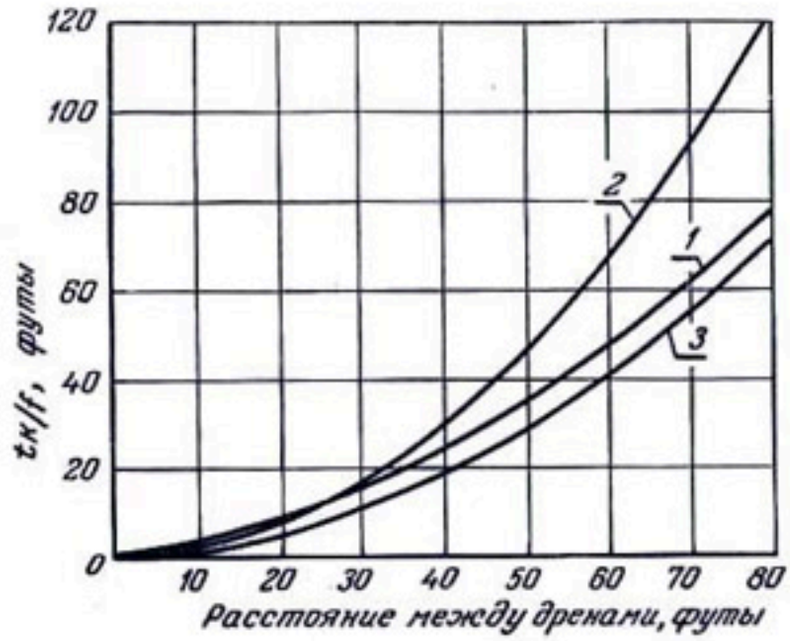


Рис. 42. Графики зависимости между tk/f и расстоянием между дренами, построенные по двум уравнениям Гловера и на основе приближенного решения Киркхема и Гаскелла (подсчитано для падения уровня грунтовых вод на один фут посредине между открытыми каналами глубиной 5 футов, доходящими до непроницаемого слоя):

1 — график, построенный по данным Киркхема и Гаскелла; *2* — уравнение (I,24); *3* — уравнение (I,25).

Результаты были даны в сопоставлении с кривой, построенной Киркхемом и Гаскеллом для тех же самых условий (рис. 42).

Поскольку уравнение (I,24) было составлено для $d \gg y_0$ и уравнение (I,25) для $d = 0$, то результатам Киркхема и Гаскелла в большей степени должно соответствовать скорее уравнение (I,25), но не уравнение (I,24). В результате любого уточнения вычислений Киркхема и Гаскелла средняя кривая на рисунке 42 поднялась бы, так что повышение точности привело бы к меньшему соответствию графиков. Точно так же при замене открытых каналов закрытыми трубами (дренами), для которых были выведены уравнения Гловера, мы стремимся исключить влияние сжатия потока вблизи дрен и таким образом устранить один из главных недостатков этих уравнений. Использование гончарных дрен, а не откры-

тых каналов при приближенном решении дало бы опять более высокое значение $\frac{tk}{f}$ для данного расстояния между дренами.

Таким образом, представляется, что в уравнении Гловера недооценивается время или же переоценивается снижение уровня грунтовой воды. Это замечание согласуется с описанной выше проверкой уравнения Гловера.

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из предыдущего видно, что приближенные решения занимают важное место в проектировании дренажных систем. Они делают возможным реальный подход к решению задач, которые не поддаются точному решению. Кроме того, они, как правило, дают более простые выражения, чем те, которые мы получаем на основе точных методов. Однако очень важно, чтобы ограничения, присущие таким приближенным решениям, были поняты прежде, чем они найдут широкое применение.

В случаях, когда движение можно считать установившимся, удовлетворительные и простые результаты дают решения с помощью таблиц Хоугхаудта, где комбинируются приближенные решения задач радиального и горизонтального потока в зависимости от места расположения или отсутствия непроницаемого слоя (водоупора).

Номографическое решение Эриста и Баумана, которое основывается на ряде приближенных решений, дает еще более простые ответы при решении задач установившегося движения. Для условий неустановившегося движения с переменным уровнем грунтовой воды не было найдено удовлетворительного общего решения. Уравнение Гловера, основывающееся на допущении о горизонтальном потоке, представляется более правильным, чем любое другое уравнение, однако оно все же не является достаточно точным, чтобы им можно было пользоваться для целей проектирования. Метод приближения в том виде, в котором он принят Киркхемом и Гаскеллом, дает возможность найти ряд частных решений, которыми можно руководствоваться при проектировании. Современная методика расчетов нуждается в улучшении[1].

Перевод М. Т. Клоковой и **В. А. Шаумяна**

[1] В СССР в настоящее время разработаны теоретически и проверены экспериментально расчетные дренажные формулы для важнейших типовых условий, в том числе при произвольной глубине залегания водоупора, с учетом размеров дрен и их конструкций, при установившемся и неустановившемся режимах (спад и подъем грунтовых вод). Для условий однородного грунта, рассматриваемых в настоящем разделе, сводку наиболее распространенных расчетных формул различных авторов можно найти в работах А. Н. Костякова (см. лит. на стр. 122) и С. Ф. Аверьянова (там же).— *Прим. ред.*

II. УРОВЕНЬ ГРУНТОВЫХ ВОД И ОСАДКИ ИЛИ ИРРИГАЦИОННАЯ ВОДА

В практике хорошо известно, что поверхность грунтовых вод между двумя дренами является кривой и максимальную высоту эта поверхность имеет примерно посредине между двумя соседними дренами. Долгое время этот факт пытались объяснить с помощью основных законов течения воды через почву. В течение последних десятилетий особенно ценными оказались два метода, а именно метод, основывающийся на электрической аналогии,

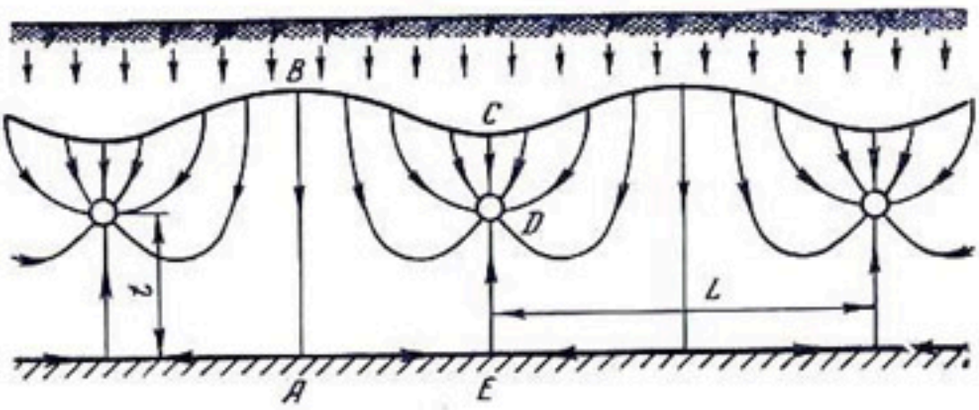


Рис. 43. Идеализированная модель потока при дренаже однородных почв.

и метод аналитических вычислений с помощью конформных отображений. Описание этих двух методов дается ниже.

Решение задачи дренирования на практике является чрезвычайно сложным делом. Поэтому первое, что следует сделать, приступая к решению этой задачи, это создать более простую идеализированную картину системы потока. При этом должны быть сохранены, во-первых, наиболее характерные черты потока, и, во-вторых, необходимо предусмотреть возможность математического или экспериментального решения этой задачи.

Такой идеализированной системой потока может быть, например, следующая. Рассмотрим систему параллельных дрен из гончарных труб, уложенных на равных расстояниях друг от друга и на одном уровне в однородной и изотропной почве, покоящейся на непроницаемом горизонтальном пласте (рис. 43). Предполагается, что фильтрационный поток является постоянным, причем инфильтрация, вызванная осадками или ирригационной водой, равна расходу воды через дрены. Предполагается, что других вод здесь нет.

Полагая, что q — интенсивность инфильтрации, k — коэффициент фильтрации, L — расстояние между дренами, d — диа-

метр дрен и давление в дренах известны, мы можем определить местонахождение и форму поверхности грунтовых вод, а также картину всего потока. Особенно интересно знать, насколько верхняя граница уровня грунтовых вод выше линии дренажных труб. Именно этим задачам посвящены приводимые ниже исследования.

Прежде чем дать детальное описание этих исследований, было бы уместно обсудить основные допущения и их зависимость от условий, существующих на практике. Во-первых, мы исходим из предположения, что дрены расположены на одном и том же уровне, что обычно в полевых условиях не выполняется. Возможная разность в уровнях двух дрен заставляет вершину поверхности грунтовых вод подходить ближе к верхней дрене, но это обычно не вызывает коренных изменений в характере потока, особенно если различие в уровнях мало.

Во-вторых, теоретические исследования базируются на предположении, что периметр дрены является эквипотенциалью. Если дрена целиком заполнена водой и если она заделана в материал, который является весьма проницаемым по сравнению с окружающей ее почвой (обсыпкой), то с небольшой ошибкой можно принять, что потенциал по внешней границы этого материала является постоянной величиной. Если такая проницаемая отсыпка отсутствует, то принятое допущение будет неправильным, однако получаемая при этом ошибка может быть до некоторой степени компенсирована путем введения входного сопротивления, которое, очевидно, будет иметь то же самое влияние на поток, что и избыточное давление в дренах.

Величина этого входного сопротивления вычислена Киркхемом (1950), Швэбом и Киркхемом (1951) и позднее Энгелундом (1953).

Далее, допущение об однородности почвы предполагает, что заполнение дренажных траншей имеет тот же коэффициент фильтрации, что и окружающая «нетронутая» почва. Это, может быть, наиболее серьезное ограничение этой идеализированной системы потока. В тяжелых почвах с незначительным коэффициентом фильтрации заполнение дренажных траншей часто будет иметь относительно большую проводимость, так что основное количество осадков будет проходить главным образом через взрыхленную почву прямо к каналам, при этом мы будем иметь совершенно другую картину потока, чем та, которую мы собираемся здесь рассматривать. В более проницаемой почве условие однородности удовлетворяется в большей степени, как показал Густафсон (1946).

Наконец, можно также возразить, что принятое установившееся движение будет соответствовать действительным условиям

лишь в течение очень коротких промежутков времени, но это, конечно, не умаляет того факта, что теоретические рассуждения дают в основном правильную картину потока. Далее, некоторые задачи неустановившегося потока могут быть рассмотрены приближенно с помощью теории установившегося потока, поскольку опускание уровня грунтовых вод в неустановившемся потоке имеют примерно тот же эффект, что и однородная инфильтрация. Это соображение согласуется с опытами Чайлдса (1947).

1. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЕКТРОДИНАМИЧЕСКИХ АНАЛОГИЙ[1]

Применение электромоделирования при исследованиях движения грунтового потока основано на формальной аналогии между законом Дарси и законом Ома. Эти законы с использованием векторных обозначений читаются соответственно

$$\mathbf{v} = -k \operatorname{grad} H \quad \text{и} \quad \mathbf{i} = -\sigma \operatorname{grad} U.$$

Из этих равенств видно, что сила тока i соответствует скорости потока v, удельная электропроводимость σ — коэффициенту фильтрации k, а напряжение U — гидравлическому напору H. В случае постоянства силы тока мы имеем уравнение неразрывности

$$\operatorname{div} \mathbf{i} = 0,$$

что является еще одним доказательством формальной аналогии с движением вязкой жидкости в пористой среде. Если желательно получить картину потока с помощью электромоделирования, то задача сводится к преобразованию гидродинамических граничных условий в их электрические эквиваленты.

Упомянутая выше задача дренирования была исследована Чайлдсом (1943, 1945 a, b) посредством электромоделирования.

На рисунке 43 видно, что благодаря симметричности потока можно ограничиться рассмотрением участка $ABCDE$. Такой участок был исследован Чайлдсом, который и сделал проводящую пластинку, форма которой показана на рисунке 44.

Граничные условия удовлетворялись следующим образом. Поскольку поверхность дрены должна быть эквипотенциальной,

---

[1] Метод электрогидродинамических аналогий (ЭГДА) был обоснован теоретически и предложен для фильтрационных расчетов впервые Н. Н. Павловским в 1922 г. (см. лит. на стр. 123). В СССР метод ЭГДА нашел весьма широкое развитие и применение (см. Н. И. Д р у ж и н и н «Метод электродинамических аналогий и его применение в исследовании фильтрации», Госэнергоиздат, М.—Л., 1956).— *Прим. ред.*

то она может быть представлена медной проволокой, прикрепленной к пластинке. Условие, что $BAED$ и CD являются линиями тока, автоматически удовлетворяется, поскольку эти линии являются границами пластинки.

Еще надо правильно представить поверхность грунтовых вод. Это несколько сложнее, поскольку мы не знаем заранее ее формы. В отношении этой поверхности должны быть соблюдены следующие два условия. Во-первых, гидравлический напор должен быть пропорционален геометрическому, измеряемому, например, от уровня дрен. Это следует из выражения для гидравлического напора $\varphi = k\left(z + \frac{p}{\gamma}\right)$. Здесь $p = 0$ (капиллярность почвы временно не принимается во внимание). Во-вторых, скорость фильтрации q должна быть постоянной вдоль всего уровня грунтовых вод. Выполнение обоих условий обеспечивалось посредством метода последовательных приближений (итерация). Постоянство распределения осадков имитировалось достаточно точно путем деления верхней части пластинки на отдельные полоски с равной интенсивностью потока. Длина отдельных полосок определялась так, чтобы они только достигали линии, определяющей уровень грунтовых вод.

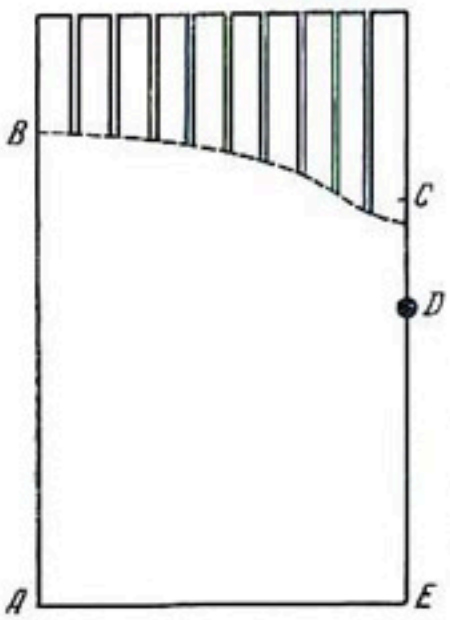


Рис. 44. Форма проводящей электричество пластинки, используемой в электрических опытах Чайлдса.

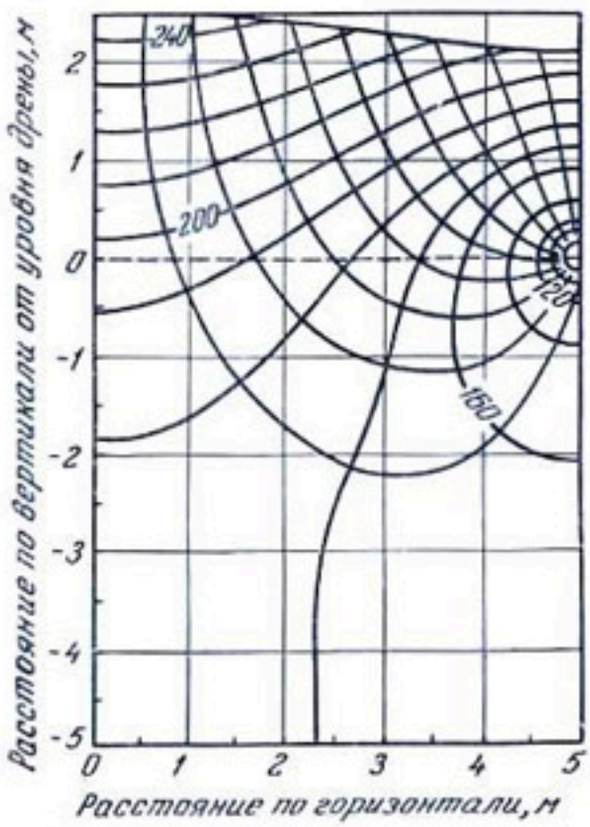
Наиболее важные результаты этих исследований указаны в дальнейшем, разъяснение деталей экспериментирования можно найти в специальной литературе[1].

Целью первой серии опытов Чайлдса было установить влияние величины диаметра дрены. Результаты опытов изображены на рисунках 45, 46 и 47, где показаны линии токов и эквипотенциали.

Поскольку эти три примера соответствуют примерно одному и тому же потоку, то очевидно, что положение уровня грунтовых вод зависит от диаметра дрен так, что самая большая дрена обеспечивает самый эффективный дренаж.

Как указывалось Чайлдсом, результаты, приведенные на рисунках 45, 46 и 47, могут быть интерпретированы и по-другому, а именно как соответствующие одному и тому же диаметру дрен,

[1] См., например, о моделировании инфильтрации при использовании метода ЭГДА в работе В. И. Аравина «Исследование плановой безнапорной фильтрации при наличии инфильтрации с поверхности земли», Изв. ВНИИГ им. Веденеева, 68, 1961, Госэнергоиздат, М.—Л.— *Прим. ред.*



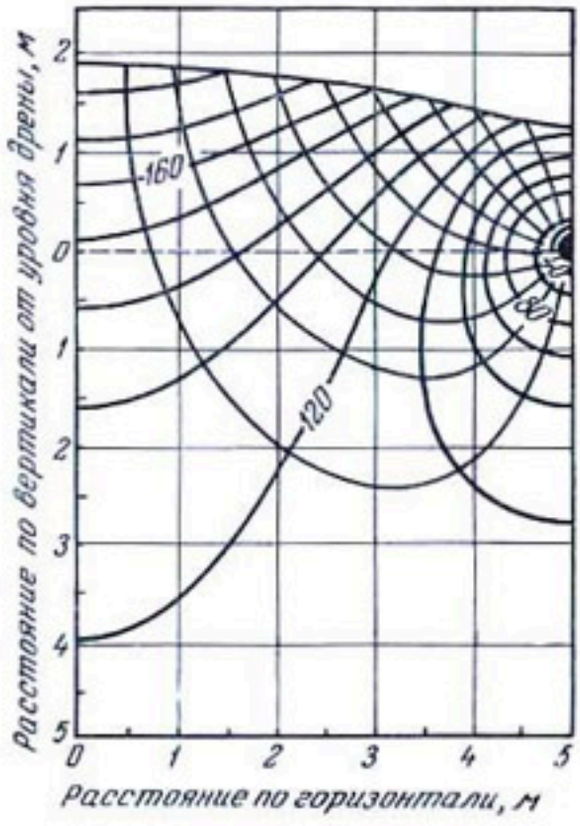


Рис. 45 и 46. Линии токов и эквипотенциали, полученные электромоделированием (по Чайлдсу).

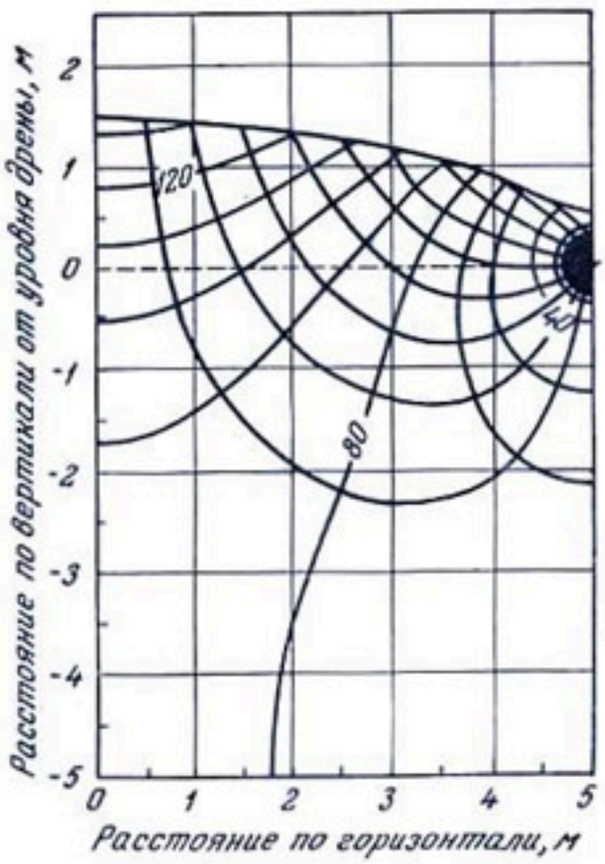


Рис. 47. Линии токов и эквипотенциали, как и на рисунках 45 и 46 (по Чайлдсу).

но при разных расстояниях между дренами. Основываясь на этой точке зрения, мы обнаруживаем, что, согласно опытам, высота H уровня грунтовых вод над дренажной линией не пропорциональна расстоянию L между дренами, как это предсказывали более ранние теории.

В последующей серии опытов Чайлдс исследовал колебание уровня грунтовых вод при уменьшении скорости инфильтрации. Результаты этих исследований представлены на рисунках 48, 49 и 50. В этих опытах предполагается, что радиус дрены и расстояние между дренами остаются без изменения, в то время как отношение скорости инфильтрации q к коэффициенту фильтрации k уменьшается. Опыты показывают, что высота уровня грунтовых вод H изменяется приблизительно пропорционально отношению $\frac{q}{k}$. Хотя эта пропорциональность не везде имеет место, но она показывает на недостаточность предшествующих точек зрения.

С помощью тех же приборов Чайлдс продолжил свою работу, результаты которой были опубликованы позднее (1954а). В этой работе уже рассматривалось влияние капиллярной зоны, которой он пренебрегал в первых работах. Результаты этой последней работы показаны на рис. 51 и 52. Течение, показанное на рис. 51, соответствует случаю, когда капиллярность не принимается во внимание, тогда как течение на рис. 52 соответствует наличию капиллярной зоны, имеющей толщину 0,5 м. Из этих опытов может быть сделан вывод, что ошибка, полученная при определении уровня грунтовых вод без учета капиллярности, является незначительной.

Со времени опубликования эти опыты имели, несомненно, огромное значение для исправления прежних ошибочных точек зрения. Однако опытами можно было охватить лишь незначительную часть видов потока, которые могут существовать в действительности. Эти опыты все же не позволяют полностью решить нашу задачу, которую можно решить только посредством точной аналитической обработки данных. Однако экспериментальные результаты представляют тем не менее значительный интерес: во-первых, они служат средством контроля правильности математических выводов, которые будут рассмотрены позднее; во-вторых, Чайлдс осуществил серию опытов, объясняющих целый ряд важных вопросов, которые являются чрезвычайно трудными для решения их аналитическим путем.

Первым из этих вопросов является влияние положения горизонтального непроницаемого пласта относительно дрен. Обозначим высоту дренажной линии над непроницаемым пластом через t. Опыты показывают, что при уменьшении отношения $\frac{t}{L}$ от 0,5

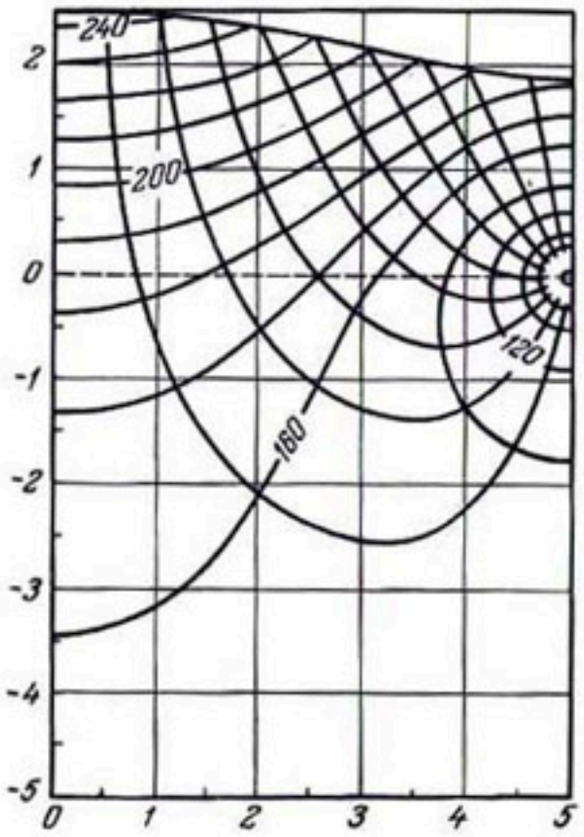
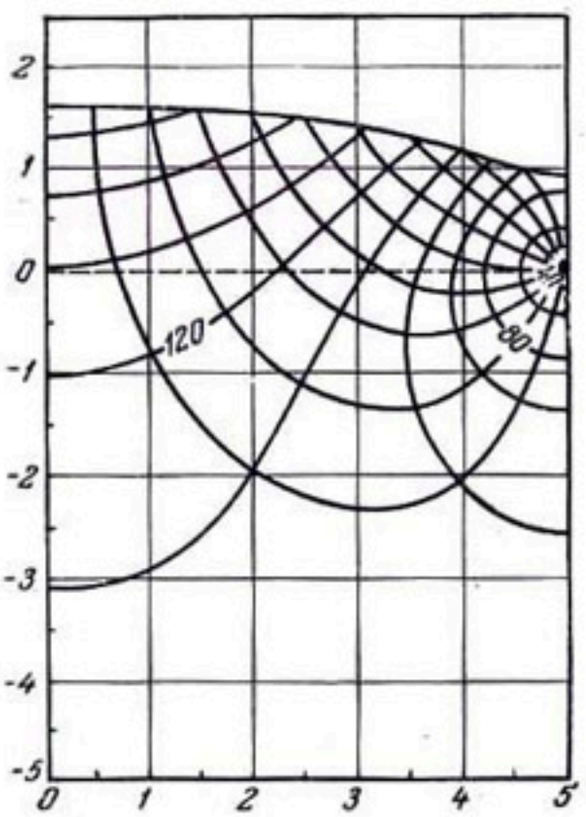


Рис. 48. Все обозначения, как на рисунках 45—47 (по Чайлдсу).



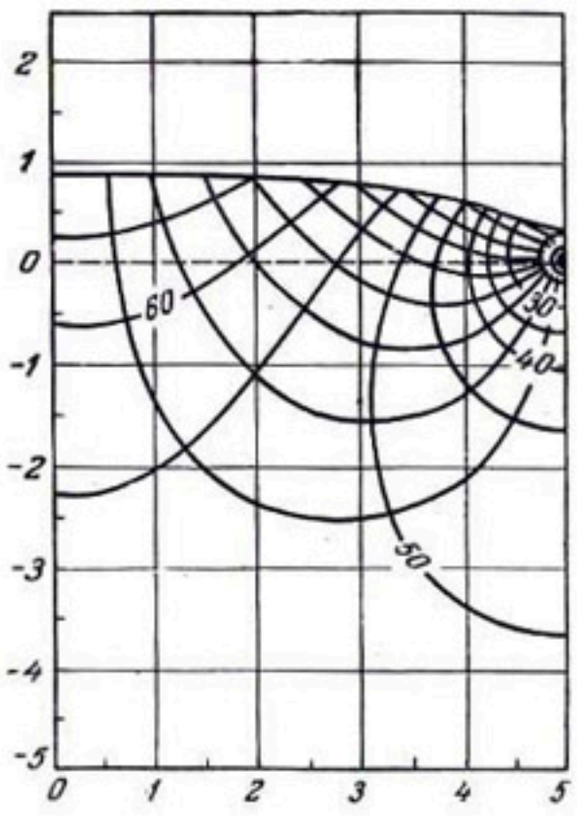


Рис. 49 и 50. Все обозначения, как на рисунках 45—48 (по Чайлдсу).

до 0,2 уровень грунтовых вод H повышается приблизительно на 20%. В соответствии с этим при $\frac{t}{L}=0{,}5$ поток будет приблизительно таким же, как при бесконечно большой глубине залегания непроницаемого слоя. Из этого мы можем сделать вывод, что H незначительно зависит от t. Этот очень важный вывод будет использован позднее[1].

В предшествующих исследованиях предполагалось, что дрены работают полным сечением при незначительном давлении внутри

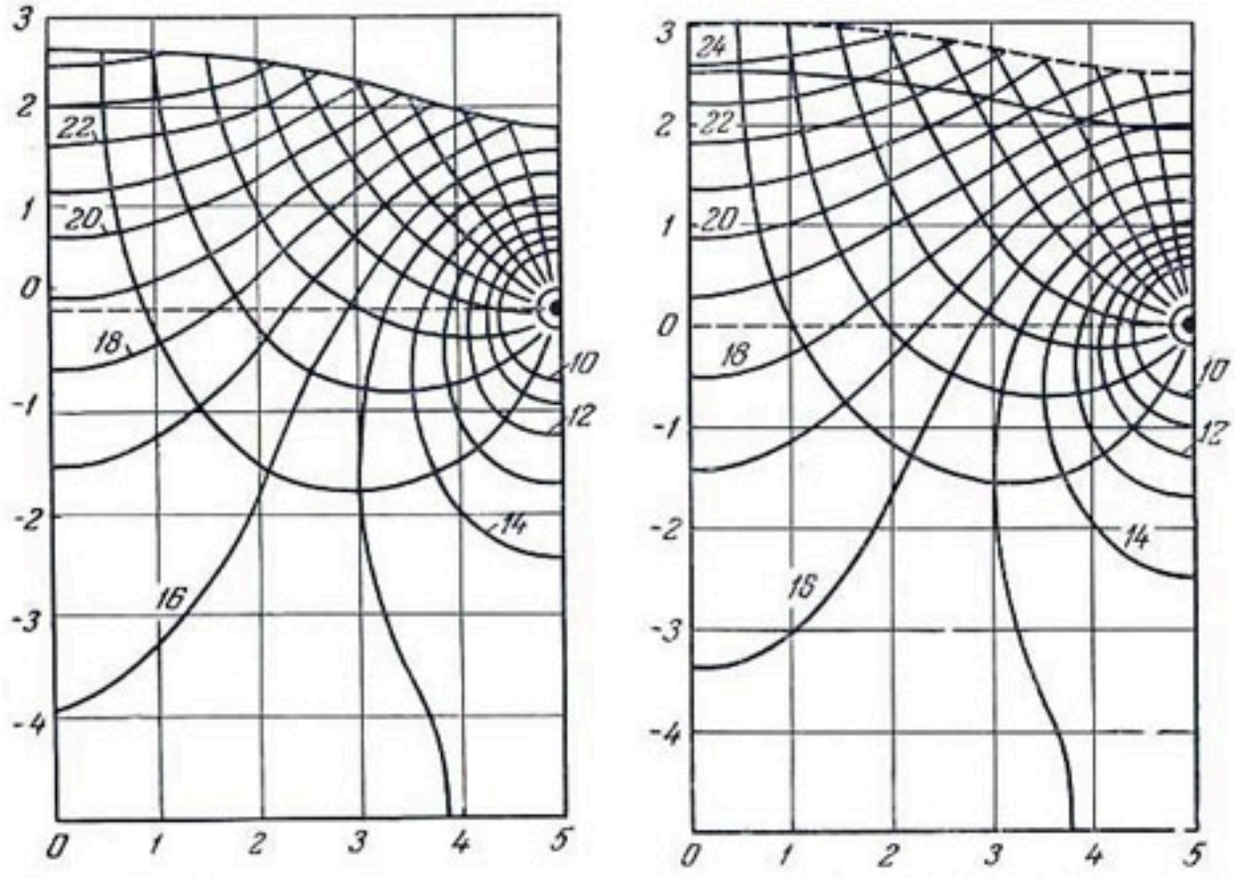


Рис. 51 и 52. Все обозначения, как на рисунках 45—50 (по Чайлдсу).

дрен (back-pressure). Следовательно, представляет интерес исследовать случай, когда водная поверхность в дренах понизится. Чайлдс (1945а) показал, что форма поверхности грунтовых вод немного изменяется, а верхняя точка поверхности грунтовых вод понижается примерно на столько же, на сколько падает уровень воды в дрене. Непосредственно над дренами это снижение является более значительным.

Наконец, необходимо также указать, что возможность допущения постоянства скорости инфильтрации изучалась с помощью

[1] Конечно, в пределах, указанных автором; при дальнейшем уменьшении $\frac{t}{L}$ напор H существенно возрастает.— *Прим. ред.*

тех же самых экспериментальных методов. Чайлдс (1945) доказал, что это допущение возможно при решении любой практической задачи. Этот результат является тем более интересным, что допущение об однородной инфильтрации принято при последующем математическом рассмотрении потока. Вышеприведенный обзор опытов Чайлдса не является полным, для краткости изложения опущено несколько примеров.

2. КОНФОРМНЫЕ ОТОБРАЖЕНИЯ

Одним из наиболее мощных аналитических методов в теории двухмерного грунтового потока является метод конформного отображения посредством функций комплексной переменной[1]. Прежде чем применить данный метод к задачам дренажа, дадим краткое описание этого метода на примерах. Следует, однако, указать, что детальное изучение теории этих функций не является обязательным для правильного понимания и применения конечных результатов.

Двухмерный поток может быть описан посредством прямоугольной системы координат x и y или с помощью полярных координат r и θ. Как будет показано ниже, часто оказывается выгодным объединить эти обе координаты в одну комплексную переменную

$$z = x + iy \quad \text{или} \quad z = re^{i\theta}, \tag{II,1}$$

где i обозначает $\sqrt{-1}$. Следовательно, каждой точке плоскости x, y (плоскости z) соответствует комплексное число. Допустим, далее, что $\omega = \varphi + i\psi$ является другой комплексной переменной соответствующей плоскости φ, ψ (плоскости ω). Если каждому значению z в некоторой части плоскости z соответствует одно или более значений ω, то говорят, что ω является функцией z:

$$\omega = f(z).$$

Если эта функция может дифференцироваться, то говорят, что она аналитическая. Следовательно, группа точек (область) плоскости z может быть перенесена в область плоскости ω посредством функции $\omega = f(z)$. Когда функция является аналитической,

[1] Впервые конформные отображения в теории фильтрации были применены Н. Н. Павловским в 1922 г. (см. лит. на стр. 123) для расчета плоского движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями. Применительно к двухразмерным движениям со свободной поверхностью этот метод был применен Б. Б. Дэвисоном (см. лит. на стр. 112) и детально развит В. В. Ведерниковым (см. там же), а позже и другими авторами; теория и практика конформных отображений имеется во многих руководствах, из которых укажем работу В. Коппенфельс и Ф. Штальман «Практика конформных отображений», Изд. ин. лит., М., 1963.— *Прим. ред.*

то можно доказать, что это изображение является конформным, т. е. при изображении бесконечно малых площадей сохраняются углы и соответствие тому же самому масштабу во всех направлениях[1]. Зависимость $\omega = f(z)$ между комплексными переменными является эквивалентной двум действительным уравнениям:

$$\varphi = \varphi(x, y) \text{ и } \psi = \psi(x, y).$$

Используя уравнения (II,1) и (II,2), мы получаем следующие выражения для частной производной:

$$\frac{\partial \omega}{\partial x} = \frac{d\omega}{dz} \cdot \frac{\partial z}{\partial x} = f'(z) \cdot 1.$$

Так как

$$\omega = \varphi + i\psi,$$

то

$$\frac{\partial \omega}{\partial x} = \frac{\partial \varphi}{\partial x} + i \frac{\partial \psi}{\partial x} = f'(z). \qquad \text{(II,3)}$$

Аналогично для другой частной производной имеем

$$\frac{\partial \omega}{\partial y} = \frac{d\omega}{dz} \cdot \frac{\partial z}{\partial y} =$$

$$= \frac{\partial \varphi}{\partial y} + i \cdot \frac{\partial \psi}{\partial y} = f'(z) \cdot i,$$

откуда

$$f'(z) = \frac{\partial \psi}{\partial y} - i \frac{\partial \varphi}{\partial y}. \qquad \text{(II,4)}$$

Сравнение уравнений (II,3) и (II,4) дает:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{\partial \psi}{\partial y}; \quad \frac{\partial \varphi}{\partial y} = -\frac{\partial \psi}{\partial x}. \qquad \text{(II,5)}$$

Эти уравнения являются уравнениями Коши-Римана. Из них вытекает, что

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \, \partial y} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial y \, \partial x} = 0,$$

так что φ автоматически удовлетворяет уравнению Лапласа. Это справедливо также и в отношении функции ψ. Таким образом, мы доказали, *что любая аналитическая функция* $\omega = f(z)$ *соответствует двум действительным функциям* $\varphi = \varphi(x, y)$ и $\psi = \psi(x, y)$, *которые обе удовлетворяют уравнению Лапласа.*

[1] Иначе говоря, две пересекающиеся кривые плоскости z образуют такой же угол, как соответственные кривые плоскости ω (в соответственной точке), и линейные элементы обеих кривых в плоскости z в данной точке находятся взаимно в таком же отношении, как линейные элементы соответственных кривых плоскости ω (в той же точке).— *Прим. ред.*

Следовательно, обе эти функции могут рассматриваться как функции потенциала, соответствующие грунтовому потоку в однородной и изотропной почве. Обычно φ обозначает функцию потенциала, в то время как соответствующая ей функция ψ называется функцией тока. Кривые, которые в плоскости x, y соответствуют постоянному значению φ, являются эквипотенциалями. Можно также доказать, что линии токов соответствуют $\psi = \text{const}$.

Поскольку известно, что линии токов пересекают эквипотенциали под прямым углом, то достаточно доказать, что кривые $\varphi(x, y) = \text{const}$ и $\psi(x, y) = \text{const}$ повсюду образуют систему ортогональных траекторий, или доказать, что нормали к двум кривым образуют друг с другом прямой угол во всех точках пересечения.

Нормаль к кривой $\varphi(x, y) = \text{const}$ задается вектором с составляющими $\frac{\partial\varphi}{\partial x}$ и $\frac{\partial\varphi}{\partial y}$. Аналогично нормаль к кривой $\psi(x, y) = \text{const}$ дается вектором с составляющими $\frac{\partial\psi}{\partial x}$ и $\frac{\partial\psi}{\partial y}$. Эти два вектора перпендикулярны один другому потому, что скалярное произведение

$$\frac{\partial\varphi}{\partial x}\cdot\frac{\partial\psi}{\partial x}+\frac{\partial\varphi}{\partial y}\cdot\frac{\partial\psi}{\partial y}$$

стремится к нулю, о чем свидетельствует подстановка уравнения (II,5).

Пример 1. Рассмотрим простую функцию $\omega = z^2$. Используя выражения $\omega = \varphi + i\psi$ и $z = x + iy$, мы получим уравнение $\varphi + i\psi = x^2 - y^2 + i\cdot 2xy$, которое эквивалентно двум действительным уравнениям:

$$\varphi = x^2 - y^2; \quad \psi = 2xy.$$

Проверим, какому потоку соответствует эта функция. Линии токов и эквипотенциали даются соответственно с помощью выражений:

$$2xy = \text{const}; \quad x^2 - y^2 = \text{const}.$$

Обе системы кривых являются ортогональными гиперболами, показанными на рисунке 53.

Большое значение функции тока ψ вытекает из следующей теоремы, которую мы хотим доказать. Пусть двум разным линиям тока соответствуют $\psi = \psi_1$ и $\psi = \psi_2$. Тогда расход воды Q, протекающий между этими линиями тока, будет выражаться просто разностью $\psi_2 - \psi_1$. Если s обозначает действительную

координату в направлении потока, а n — аналогичную координату, перпендикулярную к первой, то мы получим уравнение расхода в следующем виде:

$$Q = \int \frac{d\varphi}{ds} \cdot dn,$$

где интегрирование производится вдоль эквипотенциали, проходящей от одной рассматриваемой линии тока к другой. Толщина водоносного пласта в направлении, перпендикулярном потоку,

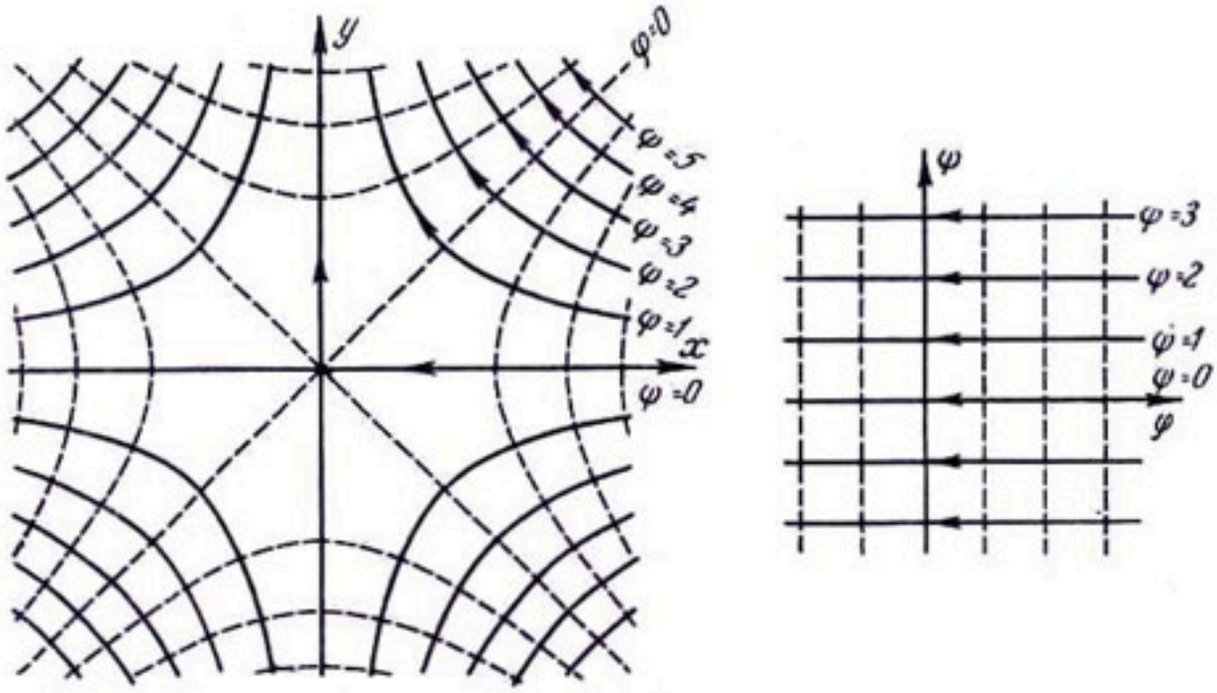


Рис. 53. Плоскость z и плоскость ω, соответствующие функции $\omega = z^2$.

предполагается равной единице. Рассматривая уравнение (II,2), выражение для расхода можем переписать в виде

$$Q = \int \frac{d\psi}{dn} \cdot dn = \int_{\psi_1}^{\psi_2} d\psi = \psi_2 - \psi_1,$$

что и требовалось доказать.

Мы видим, что каждая аналитическая функция $\omega = f(z)$ дает функцию потенциала и функцию тока. В действительности мы обычно знаем граничные условия и ищем функцию, удовлетворяющую этим условиям. Большая часть задач этого типа может быть решена при помощи преобразования Шварца — Кристофеля, которое дает формулу для функции $z = z\ (\zeta)$, отображающей произвольную многоугольную область плоскости z на верхнюю половину плоскости ζ, причем граница этой области преобразуется в действительные оси ($\zeta = \xi + i\eta$). Пусть вершинами будут

точки A, B, C, D, . . ., а α_1, α_2, α_3, . . . будут внутренними углами, тогда функция

$$z = c_1 \int (\zeta - a)^{\frac{\alpha_1}{\pi} - 1} \cdot (\zeta - b)^{\frac{\alpha_2}{\pi} - 1} \ldots d\zeta + c_2 \qquad (II,6)$$

даст конформное отображение многоугольной области $ABCD$ на верхней половине плоскости ζ таким образом, что точки A, B, C, D будут соответствовать точкам a, b, c, d (рис. 54); c_1 и c_2 являются произвольными постоянными. Доказательство здесь не приводится, поскольку оно описано во многих современных учебниках по прикладной математике и гидродинамике.

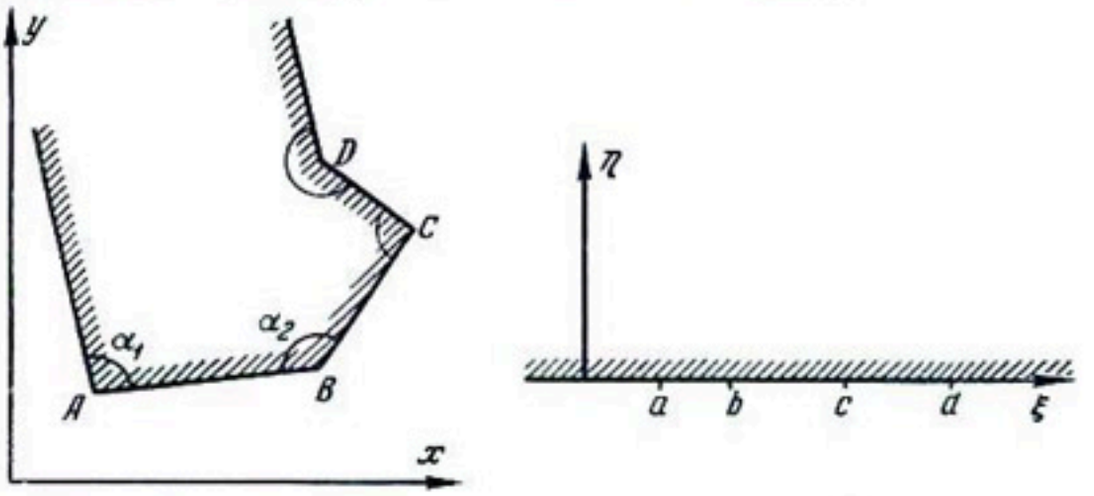


Рис. 54. Плоскость z и плоскость ζ.

Пример 2. Рассматривая снова рисунок 53 первого примера, мы можем поставить задачу «в обратном порядке» и попробовать найти функцию, отображающую первый квадрант плоскости z на верхнюю половину плоскости ω. Квадрант может рассматриваться как многоугольная область с одной вершиной, и тогда преобразование Шварца—Кристофеля даст:

$$z = c_1 \int (\omega - 0)^{\frac{\pi}{2\pi} - 1} d\omega + c_2 = c_1 \int \omega^{-\frac{1}{2}} d\omega + c_2;$$

$$z = 2c_1 \sqrt{\omega} + c_2.$$

Подставляя $c_1 = 1/2$ и $c_2 = 0$, получим $z = \sqrt{\omega}$.

Вследствие линейности выражения Лапласа сумма двух его решений будет также его решением. Поскольку два разных вида потока даны через выражения $\omega_1 = f_1(z)$ и $\omega_2 = f_2(z)$ соответственно, то сумма $\omega = \omega_1 + \omega_2 = f_1(z) + f_2(z)$ будет снова аналитической функцией, соответствующей результирующему потоку, потенциал которого получается путем простого сложения потенциалов двух первоначальных систем потока. Соответственно поле

скоростей результирующего потока получается путем векторного сложения двух первоначальных полей скоростей. Возможность такого взаимного наложения будет использована ниже.

3. МЕТОД ГОДОГРАФА

Посредством преобразования Шварца-Кристофеля мы можем — по крайней мере в принципе — получить системы течений, которые в плоскости z ограничены прямыми линиями тока и эквипотенциалями. В случае системы течений со свободной поверхностью грунтовых вод задача обычно становится более сложной, поскольку форма и расположение этой поверхности, как правило, неизвестны. В таких случаях может оказаться весьма полезным так называемый метод годографа.

Пусть $\omega = f(z)$ будет функцией, относящейся к плоскости z и соответствующей отображению плоскости потока ω. Посредством дифференцирования получаем новую функцию

$$w = -f'(z) = -\frac{d\omega}{dz}. \qquad (II,7)$$

Используя уравнения (II,3) и (II,4), будем иметь

$$w = -\frac{\partial\varphi}{\partial x} + i\frac{\partial\varphi}{\partial y}.$$

Подставляя в это уравнение значения компонентов скорости $v_x = -\frac{\partial\varphi}{\partial x}$ и $v_y = -\frac{\partial\varphi}{\partial y}$, мы получим

$$w = v_x - iv_y. \qquad (II,8)$$

Если $f(z)$ является аналитической функцией, то можно доказать, что то же самое имеет силу для $f'(z)$. Следовательно, уравнение (II,7) дает конформное отображение плоскости z на плоскость ω. Уравнение (II,8) может получить интересную и наглядную трактовку, о которой будет речь ниже.

Представим себе, что частица жидкости движется в плоскости z вдоль линии тока $\psi = \psi_1$, от точки A в направлении точки B (рис. 55, *а*). Вектор скорости в точке A обозначается через v_A, а в точке B — через v_B. Отображение этой линии тока на плоскости ω будет прямой линией $\psi = \psi_1$ (рис. 55, *б*).

Теперь предположим, что все векторы скорости, соответствующие этой самой линии тока, выходят из неподвижной точки O (рис. 55, *в*). В этом случае конечные точки будут образовывать кривую, которая называется годографом линии тока. Тогда образованию годографа для каждой линии тока на плоскости z будут, очевидно, соответствовать отображения в плоскости годографа.

Если линия тока $\psi = \psi_1$ в плоскости z проходит от точки A до точки B, то соответствующий годограф проходит от точки A_2 к точке B_2.

При применении вышеуказанных обозначений вектор скорости точки на плоскости z можно обозначить так: $v_x + iv_y$. Функция w, определяемая уравнением (II,7), оказывается равной $v_x - iv_y$. Из этого становится ясным, что плоскость w получается просто отражением (зеркальным) плоскости годографа относительно оси v_x.

Это соотношение вместе с уравнением (II,7) вскрывает пользу метода годографа при решении довольно сложных задач потока, требующих определения свободного уровня грунтовых вод.

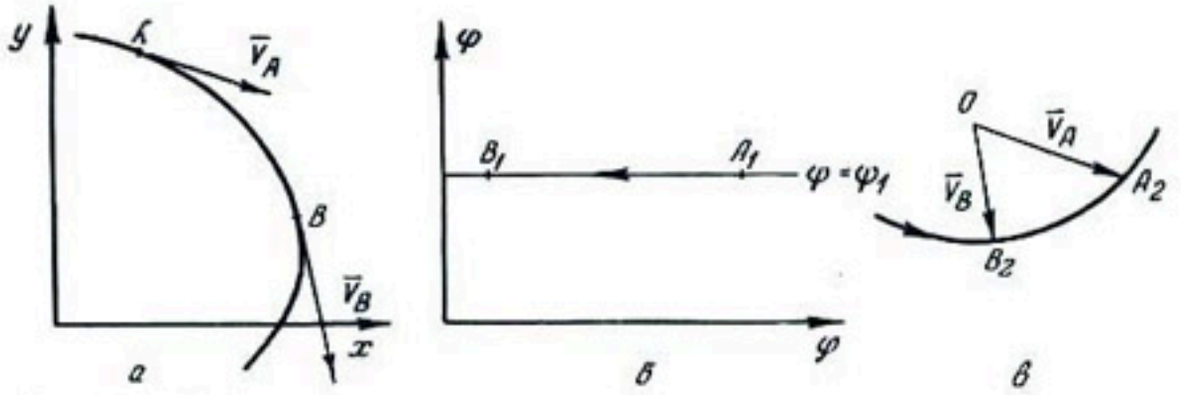


Рис. 55. Изображение плоскости z, плоскости ω и годографа линии тока.

Особая трудность при решении таких задач, как указывалось выше, заключается в том, что мы *a priori* не знаем формы всех границ. В таких случаях, однако, соответствующая граница часто хорошо определяется на плоскости годографа, а также на отображающей плоскости ω. Следовательно, при решении задачи сначала должна быть определена функция $w = w(\omega)$, описывающая соотношение между плоскостью w и отображением на плоскость ω. Это соотношение часто может быть определено с помощью преобразования Шварца-Кристофеля. Далее из уравнения (II,7) находим

$$z = -\int \frac{d\omega}{w(\omega)} + c. \qquad (II,9)$$

Из этого уравнения получаем соотношение между z и ω. Величина C обозначает произвольную постоянную.

Следующей задачей будет определение годографа свободной поверхности грунтовых вод. Здесь достаточно рассмотреть случай установившегося движения, пренебрегая инфильтрацией. В этом случае водная поверхность является, очевидно, линией тока (т. е. $\psi = \text{const}$), а поскольку давление вдоль поверхности грунтовых вод не изменяется, то мы можем написать выражение для

потенциала $\varphi = ky$, где k — коэффициент фильтрации, а y — высота поверхности грунтовых вод над горизонтальной осью x. Вектор скорости в точке, находящейся на поверхности грунтовых

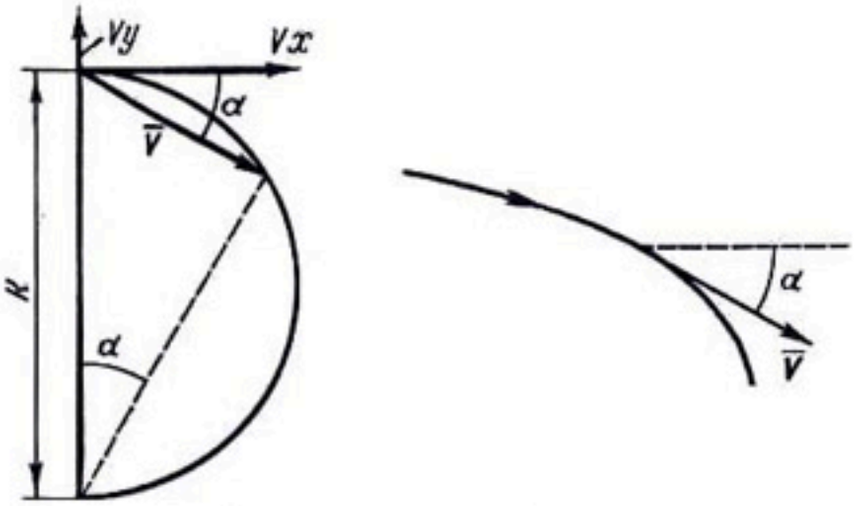


Рис. 56. Изображение годографа.

вод, будет тогда касательным к этой поверхности, образуя с горизонталью угол α. Величина скорости в этом случае равна

$$v = \left|\frac{d\varphi}{ds}\right| = k\left|\frac{dy}{ds}\right| = k\sin\alpha,$$

причем $\frac{d}{ds}$ обозначает дифференцирование в направлении скорости. Из этого выражения следует, что годограф будет частью окружности с диаметром k, как показано на рисунке 56[1].

Подобным же образом можно построить годограф скорости для поверхности грунтовых вод при постоянной инфильтрации[2]. Однако для последующих выводов это не является обязательным.

4. ДРЕНИРОВАНИЕ ОДНОРОДНОГО ГРУНТА

Для разработки математической модели потока, которая встречается при дренировании однородной почвы, был применен вышеупомянутый математический метод.

Ведерников (1939a,b) был, очевидно, первым, кто дал правильную математическую трактовку этой задачи[3]. Позднее

[1] Условие Б. Б. Дэвисона (см. стр. 112).— *Прим. ред.*

[2] Условия для свободной поверхности грунтовых вод при наличии инфильтрации (или испарения) постоянной интенсивности впервые даны В. В. Ведерниковым.— *Прим. ред.*

[3] Первым, применившим метод гидромеханики к исследованию фильтрации с образованием свободной поверхности, был выдающийся отечественный ученый Н. Е. Жуковский (О просачивании воды через плотины, Изд. НКЗ, М., 1923; Полное собр. соч., т. VII, 1937).— *Прим. ред.*

ван Демтер (1949) дал ряд решений задач подобного типа. В Скандинавии соответствующие самостоятельные исследования были проведены Густафсоном (1946) и Энгелундом (1951). Приведенные здесь разработки заимствованы из работ двух упомянутых выше авторов.

Рассмотрим снова поток, показанный на рисунке 43, пренебрегая, однако, ради простоты непроницаемым пластом и считая, что грунты являются однородными на бесконечную глубину. Из вышеупомянутого анализа с применением электрических аналогий известно, что положение непроницаемого пласта имеет второстепенное значение, если он расположен на достаточно большой глубине ниже дрен[1].

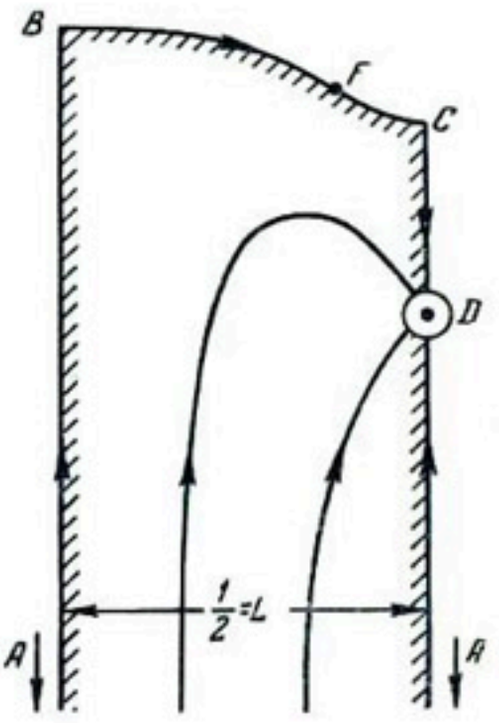


Рис. 57. Плоскость z.

Вследствие постоянной инфильтрации q поверхность грунтовых вод не является линией тока, поэтому мы не знаем ее годографа[2]. Эта трудность может быть преодолена следующим способом. Возьмем течение в виде вертикального, направленного вверх параллельного потока, имеющего скорость q, при этом образуется результирующий поток, показанный на рисунке 57. Поскольку скорость направленного вверх потока совершенно точно равна инфильтрационной скорости q, то поверхность грунтовых вод результирующего потока будет линией тока. В первоначальном потоке потенциал на поверхности грунтовых вод был задан формулой

$$\varphi = ky.$$

Направленный вверх параллельный поток соответствует потенциалу

$$\varphi_1 = -qy.$$

В результате сложения потенциал на поверхности грунтовых вод в результирующем потоке будет равен

$$\varphi = (k-q)\cdot y = by,$$

[1] Задача при конечной глубине водоупора и наличии инфильтрации была решена (при некоторых допущениях) С. Ф. Аверьяновым и Цюй син-о (Изв. АН СССР, ОТН, 3, 1957); при весьма глубоком водоупоре (как принимает автор) задача решалась П. Я. Полубариновой-Кочиной (см. лит. на стр. 76), В. В. Ведерниковым (см. лит. на стр. 112) и Хаммадом (H. Y. Hammad. Com. on Irrig. and Drainage, 2-nd. Congr., Quest. 4, Rept., 6, 1954).— *Прим. ред.*

[2] См. примечание 2 на стр. 166.— *Прим. ред.*

из которого видно, что этот поток может рассматриваться как поток, проходящий в среде, имеющей коэффициент фильтрации $b = k - q$.

Как будет объяснено ниже, посредством метода годографа возможно вывести математическое выражение для потока, показанного на рисунке 57. На этот поток должен быть наложен вертикальный, направленный вниз параллельный поток, чтобы исключить влияние временно принятого потока, направленного вверх, давая таким образом решение нашей первоначальной задачи, в которой имеется вертикальная инфильтрация по поверхности грунтовых вод. Ради простоты вначале предполагается, что дрена заменяется точечным стоком, расположенным в точке D.

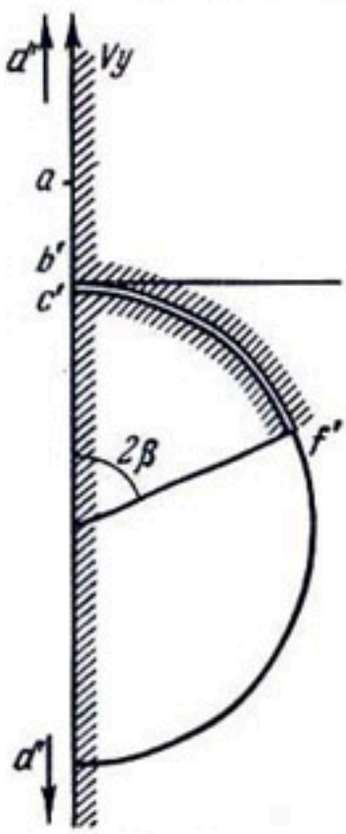


Рис. 58. Плоскость годографа.

Поток на рисунке 57 ограничивается двумя линиями тока—$ABFCD$, которой соответствует $\psi = 0$, и AD, которой соответствует $\psi = \frac{1}{2} Q$, где расход $Q = qL$ равен полному расходу дрены. Поверхность грунтовых вод образует наибольший угол β с горизонталью в точке изгиба F.

На рисунке 58 показана плоскость годографа этого потока. Это построение осуществлено на основе следующего рассуждения. Вдоль линии тока AB скорость уменьшается от q в точке A до нуля в точке B. Следовательно, отображение AB на плоскости годографа должно быть линейным отрезком $a'b'$ длиной q. Вдоль поверхности грунтовых вод скорость изменяется от нуля в точке B до максимального значения в точке F, затем она снова снижается, приближаясь к нулю в точке C. Как показано выше, годограф на этом участке является частью окружности с диаметром $b = (k - q)$. В нашем частном случае эта дуга проходит дважды, как показано на рисунке 58. Вдоль CD скорость направлена вниз, изменяясь от нуля в точке C до бесконечно большой величины в точке D; вдоль AD скорость направлена вверх и уменьшается от бесконечно большой величины в точке D до q в точке A.

Отражая (зеркально) плоскость годографа относительно оси v_x, мы получим плоскость w, которую, в свою очередь, мы должны попытаться отобразить на верхнюю половину плоскости ζ посредством серии конформных отображений.

Плоскость ω для рисунка 57 показана на рисунке 59. Область потока здесь ограничена двумя линиями тока $\psi = 0$ и $\psi = \frac{1}{2} Q$. Поскольку эта бесконечно длинная полоса отображается на плос-

кости ζ, то мы получим отношение между w и ω, из которого требуемая функция $z = z(\omega)$ получается при использовании уравнения (II,9).

Первое отображение, которое мы должны рассмотреть, является билинейным преобразованием, переносящим плоскость w в область окружности плоскости w_1, как показано на рисунке 60:

$$w_1 = \frac{c + we^{-2i\beta}}{c - w},$$

где c — комплексная постоянная, выраженная уравнением

$$c = \frac{1}{2} ib(1 - e^{-2i\beta}).$$

Радиус круга равен единице, и характерные точки отображаются следующим образом:

$$b' \text{ и } c'; \quad w_1 = 1;$$
$$d'; \quad w_1 = -e^{-2i\beta};$$
$$f'; \quad w_1 = 0;$$
$$a'; \quad w_1 = e^{2i\varepsilon},$$

где ε определяется уравнением

$$\operatorname{tg} 2\varepsilon = \frac{\left[\left(1 + 2\frac{q}{b}\right)^2 - 1\right] \sin 2\beta}{2\left(1 + 2\frac{q}{b}\right) - \left[\left(1 + 2\frac{q}{b}\right)^2 + 1\right] \cos 2\beta}.$$

Посредством преобразования

$$w_2 = \sqrt{w_1}$$

область круга плоскости w_1 отображается в виде полукруга на плоскости w_2 (рис. 61).

Преобразование, сформулированное ниже, позволяет отобразить эту область в квадранте плоскости w_3 (рис. 62):

$$w_3 = \frac{1 + w_2}{1 - w_2} = \frac{1 + \sqrt{w_1}}{1 - \sqrt{w_1}} \quad \text{или} \quad \frac{[1}{w_1 - 1} = -\frac{1}{4}\left(w_3 + \frac{1}{w_3} + 2\right).$$

Наконец, этот квадрант может быть отображен на верхнюю половину плоскости ζ (рис. 63) посредством следующего преобразования:

$$\frac{1}{\zeta} = -1 - \frac{w_3^2}{\alpha} \quad \text{или} \quad w_3 = i\sqrt{\alpha} \cdot \sqrt{\frac{(1 + \zeta)}{\zeta}},$$

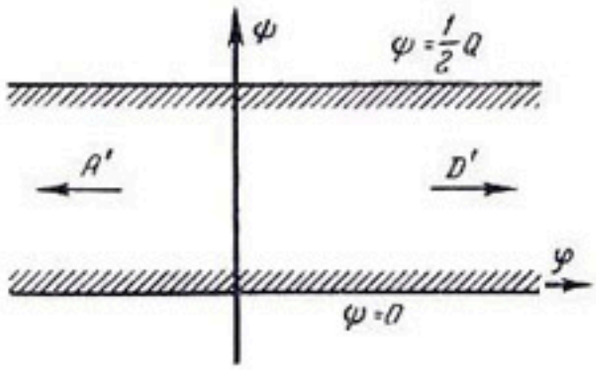


Рис. 59. Отображение плоскости z на плоскости ω.

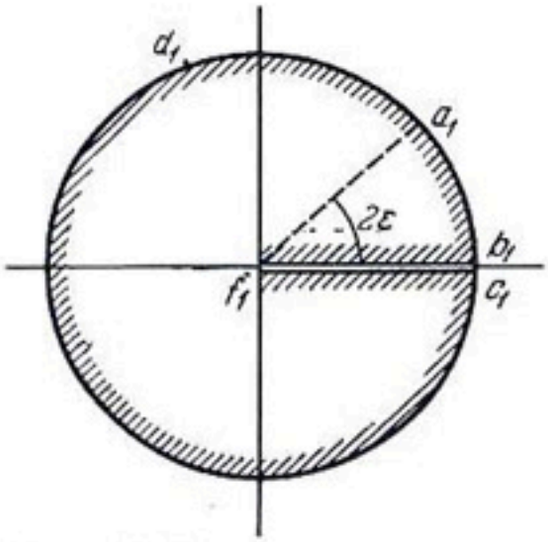


Рис. 60. Плоскость w_1.

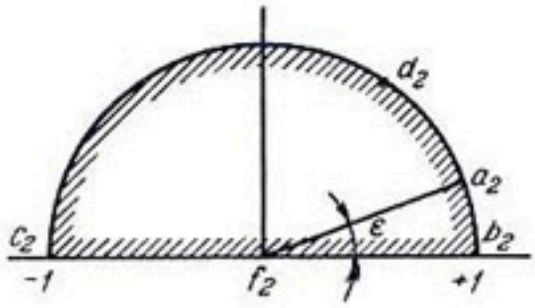


Рис. 61. Плоскость w_2.

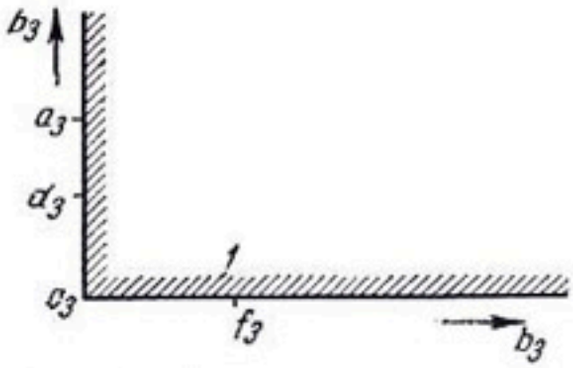


Рис. 62. Плоскость w_3.

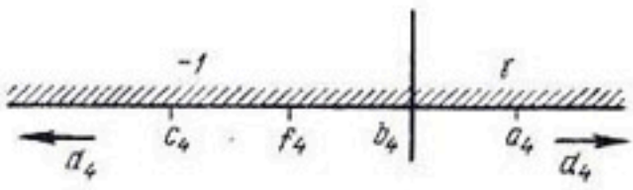


Рис. 63. Плоскость ζ.

где $\alpha = \operatorname{tg}^2\left(\frac{\pi}{4}+\frac{\beta}{2}\right)$. Позднее нам понадобится следующее равенство:

$$\operatorname{ctg}\beta\left(\sqrt{\alpha}-\frac{1}{\sqrt{\alpha}}\right)=2. \qquad (II,10)$$

Из вышеприведенных преобразований вытекает, во-первых, что

$$\frac{1}{w_1}=\frac{1}{c}+\frac{1+e^{-2i\beta}}{c(w_1-1)},$$

и, во-вторых, что

$$\frac{1}{w}=\frac{1}{ib}-\frac{1}{2ib}\operatorname{ctg}\beta\left[\sqrt{\frac{\alpha(1+\zeta)}{\zeta}}-\sqrt{\frac{\zeta}{\alpha(1+\zeta)}}\right]. \qquad (II,11)$$

Следовательно, мы нашли соотношение между w и ζ, однако, чтобы иметь возможность использовать уравнение (II,9), мы должны еще вывести соотношение между ζ и ω. Это делается путем отображения бесконечной полосы плоскости ω на верхнюю половину плоскости ζ. Это преобразование может быть выполнено с помощью уравнения (II,6). Нетрудно убедиться, что

$$\omega=-\frac{Q}{2\pi}\ln(\zeta-\gamma)+\frac{iQ}{2},$$

откуда

$$\frac{d\omega}{d\zeta}=-\frac{Q}{2\pi(\zeta-\gamma)}. \qquad (II,12)$$

Далее, в соответствии с уравнением (II,9), будем иметь

$$z=-\int\frac{d\omega}{\omega}=-\int\frac{1}{w}\left(\frac{d\omega}{d\zeta}\right)d\zeta.$$

Подставив в это выражение уравнения (II,10), (II,11) и (II,12) и произведя интегрирование, получим

$$z=\frac{Q}{2i\pi b}\ln\frac{\zeta-\gamma}{(\sqrt{\zeta}+\sqrt{\zeta+1})^2}-\frac{Q\left(\gamma+1+\frac{\operatorname{ctg}\beta}{2\sqrt{\alpha}}\right)}{2i\pi b\sqrt{\gamma(\gamma+1)}}\times$$
$$\times\ln\frac{[\sqrt{\gamma(\zeta+1)}-\sqrt{(\gamma+1)\zeta}]^2}{\zeta-\gamma}.$$

Сравнивая плоскость z и плоскости ζ, мы замечаем, что линия тока AD соответствует интервалу $\zeta>\gamma$. Рассматривая соотношение между z и ζ, мы видим, что это выражение является мнимым в этом интервале, из чего следует, что $x=0$, т. е. линия тока AD расположена вдоль оси y. Далее, мы замечаем, что линия тока AB,

расположенная на расстоянии $x = -\frac{1}{2}L = -\frac{1}{2}\cdot\frac{Q}{q}$, соответствует интервалу $0 < \zeta < \gamma$. Из выражения для z следует, что этот интервал соответствует абсциссе, равной

$$x = \frac{Q}{2b}\left[1 - \frac{\gamma+1+\frac{\operatorname{ctg}\beta}{2\sqrt{\alpha}}}{\sqrt{\gamma(\gamma+1)}}\right] = -\frac{Q}{2q}.$$

Из этого равенства получаем соотношение

$$\sqrt{\frac{\gamma+1}{\gamma}} + \frac{\operatorname{ctg}\beta}{2\sqrt{\alpha\gamma(\gamma+1)}} = \frac{b+q}{q},$$

которое при использовании уравнения (II,10) может быть переписано в следующем виде:

$$\sqrt{\frac{\gamma+1}{\gamma}} = \frac{\frac{b+q}{q} + \sqrt{\left(\frac{b+q}{q}\right)^2 + \operatorname{ctg}^2\beta}}{\operatorname{ctg}\beta\cdot\operatorname{tg}\left(\frac{\pi}{4}+\frac{\beta}{2}\right)}$$

Из этого уравнения может быть определено γ, если известны β и $\frac{b}{q}$. Далее будет видно, что поток определяется уравнением

$$\frac{z}{L} = \frac{q}{2i\pi b}\ln\frac{\zeta-\gamma}{(\sqrt{\zeta}+\sqrt{\zeta+1})^2} - \frac{q}{2i\pi b}\cdot\frac{b+q}{q}\ln\frac{[\sqrt{\gamma(\zeta+1)}-\sqrt{(\gamma+1)\zeta}]^2}{\zeta-\gamma},$$

где

$$\zeta = \gamma - e^{\frac{-2\pi\omega}{qL}}.$$

Наконец, необходимо иметь в виду, что на систему потока, определяемую таким образом, накладывается вертикальный параллельный поток, который направлен вниз: $\omega = -iqz$.

5. РЕШЕНИЕ С ПОМОЩЬЮ ГРАФИКОВ

Выведенные выше формулы являются необходимым базисом для математической разработки задач дренирования, но, очевидно, эти формулы слишком сложны для практического использования.

Общий обзор влияния различных факторов на поверхность грунтовых вод на модели потока уже были даны в обзоре опытов Чайлдса.

В этом разделе будут добавлены некоторые детали и затем будут представлены некоторые простые диаграммы, из которых наиболее важные признаки потока могут быть определены как функции величин, которые предполагаются известными.

При достаточно больших значениях отношения $\frac{q}{k}$ между скоростью инфильтрации q и коэффициентом фильтрации k поверхность грунтовых вод будет иметь вид, приведенный на рисунке 64. Здесь уровень грунтовых вод располагается на минимальной высоте H_1 как раз над дреной и имеет касательную в точке изгиба, образующую угол β с горизонтом. Вдоль вертикальной линии тока CED давление p в порозном пространстве изменяется так, как указано на рисунке 64, *б*. В непосредственной близости от точки C распределение давления до некоторой степени подобно гидростатическому, причем p возрастает прямо пропорционально глубине, уходящей ниже поверхности грунтовых вод.

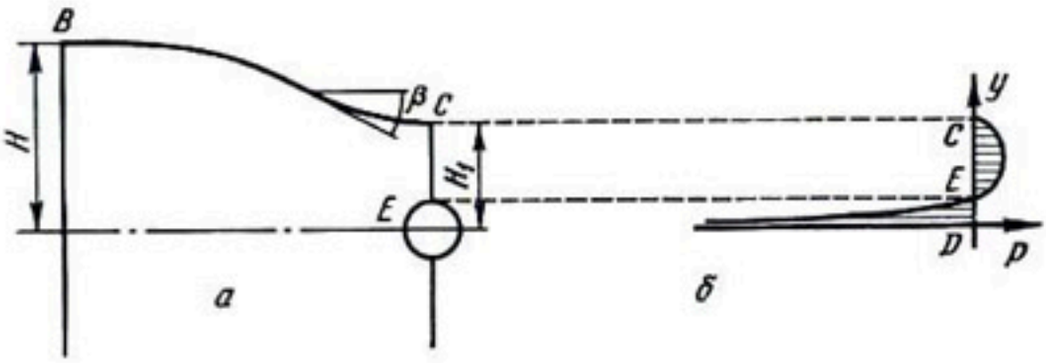


Рис. 64. Поверхность грунтовых вод (*а*) при $d<d_0$ и распределение давления (*б*) вдоль линии DEC.

Давление p в точке D должно быть отрицательным и стремящимся по величине к бесконечности. Следовательно, между точками C и D должна находиться точка E, в которой давление равно нулю, т. е. равно атмосферному давлению. Если принять, что эквипотенциальная линия, проходящая через точку E, представляет собой окружность дрены, то можно считать, что эта дрена работает полным сечением без подпора. Очевидно, что эквипотенциаль, проходящая через точку C, удовлетворяет тем же условиям; на этот факт будет сделана ссылка ниже.

Когда $\frac{q}{k}$ и β уже выбраны, формулы, выведенные в предшествующих разделах, могут быть использованы для определения соответствующего диаметра дрены d и для составления диаграмм, позволяющих получить искомые величины, идя обратным путем (т. е., исходя из заданных величин $\frac{q}{k}$ и d, определить угол β и две характерные высоты H и H_1).

Местоположение точки E определялось уравнением $\varphi = ky$, где y находится по вышеприведенным уравнениям. Затем диаметр дрены d был определен как расстояние между точкой E и точкой

на линии тока AD (см. рис. 57), где потенциал имеет ту же величину, что и в точке E. Следует отметить, что точка D не располагается точно посредине между этими точками.

Рассмотрим снова рисунок 64,*а* и предположим, что скорость инфильтрации уменьшается. Тогда очертание поверхности грунтовых вод будет изменяться, причем H и H_1 будут иметь меньшие значения. H_1 уменьшается в большей степени, чем H, так что угол β увеличивается, в то время как точка перегиба движется вправо по направлению к дрене. При некотором критическом значении $\frac{q}{k}$ точка перегиба кривой исчезнет (рис. 65). Этот случай может рассматриваться как предельный случай, соответствующий

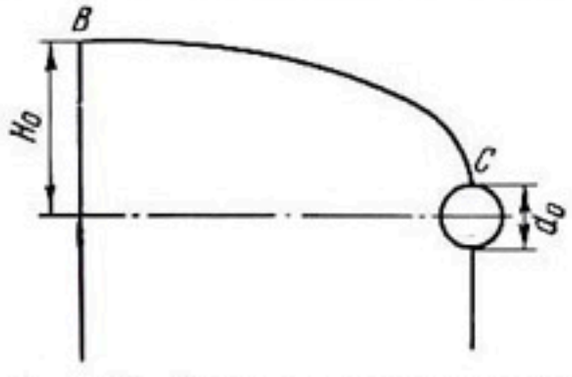


Рис. 65. Уровень грунтовых вод при $d=d_0$.

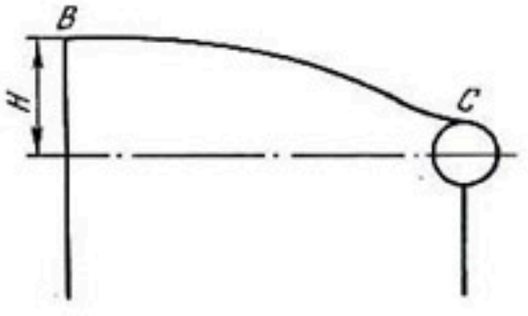


Рис. 66. Уровень грунтовых вод при $d>d_0$.

$\beta = 90°$. В этом частном случае точки C и E совпадают. Вследствие особого значения этих точек обозначим диаметр и высоту поверхности грунтовых вод специальными символами d_0 и H_0 соответственно. Эти две величины являются исключительно функцией $\frac{q}{k}$ и расстояния L между дренами, как видно из графика на рисунке 67. Если инфильтрация уменьшается и далее, то на поверхности грунтовых вод появится точка перегиба и касательная под углом β, но поскольку принимается, что труба работает полным сечением, то это препятствует понижению водного уровня ниже верхней части дренажной трубы (рис. 66). В точке C поверхность грунтовых вод касается поверхности дрены. С математической точки зрения это решение подобно первому, показанному на рисунке 64,*а*, но при этом эквипотенциаль, проходящая через точку C, должна представлять поверхность дрены.

Графики, представленные на рисунках 67, 68, 69, могут быть использованы для того, чтобы дать приблизительное количественное решение рассматриваемой дренажной задачи.

Предположим, что известны следующие величины: L — расстояние между дренами, d — диаметр дрен, q — интенсивность инфильтрации и k — коэффициент фильтрации. Предполагается,

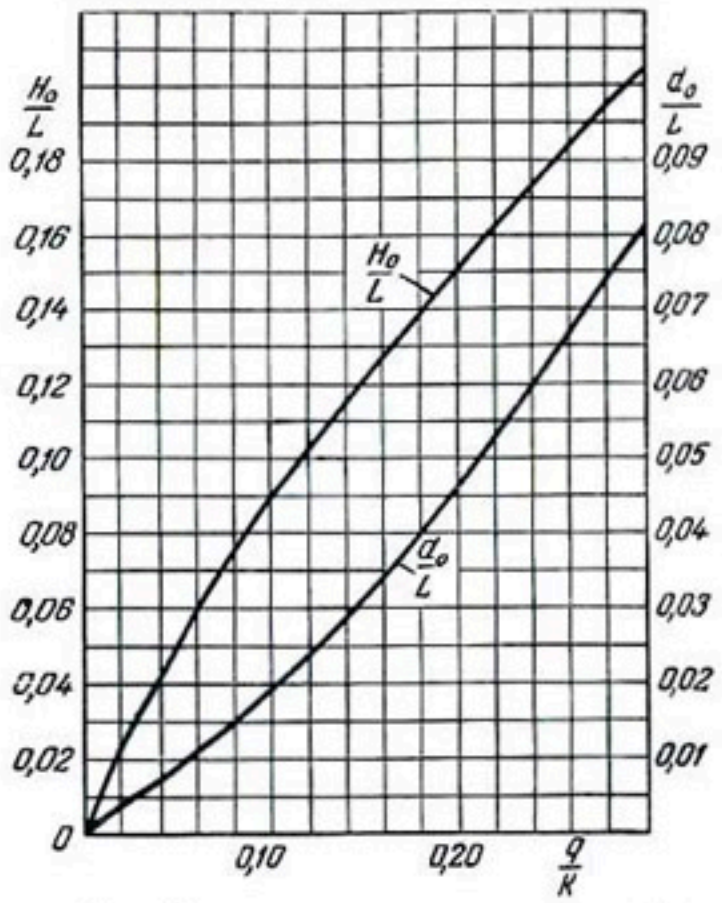


Рис. 67. $\frac{H_0}{L}$ и $\frac{d_0}{L}$ как функции отношения $\frac{q}{k}$.

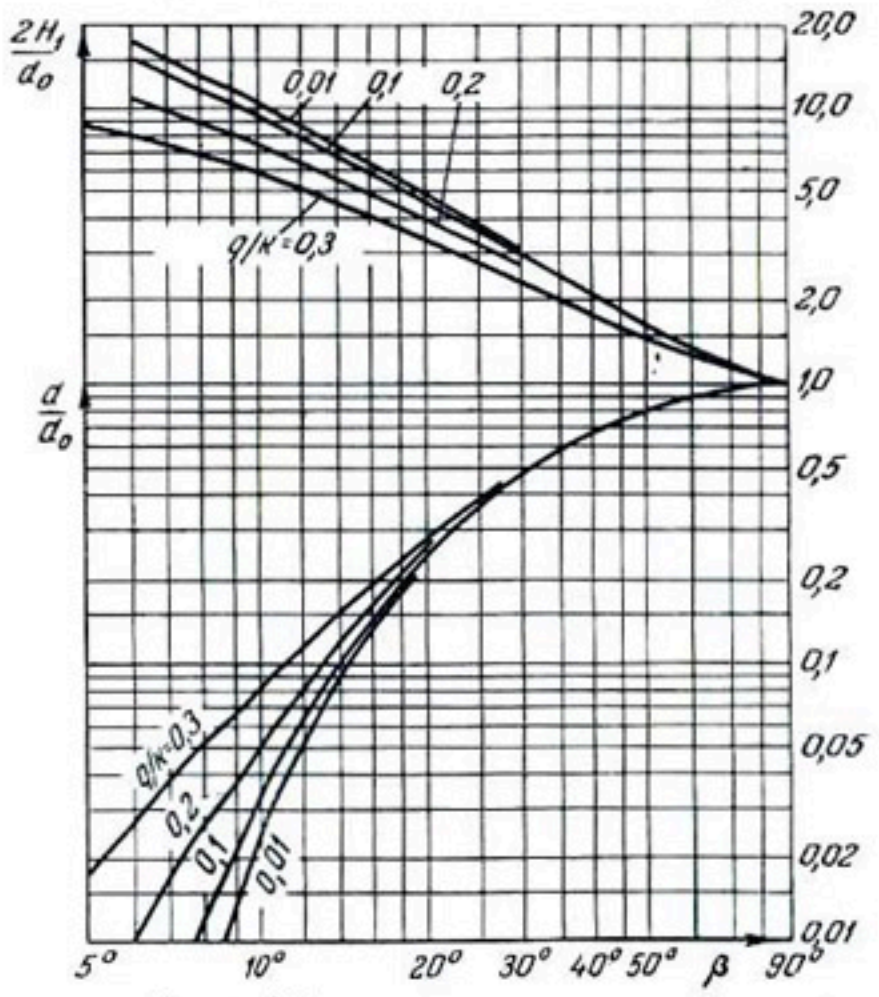


Рис. 68. $\frac{d}{d_0}$ и $\frac{2H_1}{d_0}$ как функции величин β и $\frac{q}{k}$.

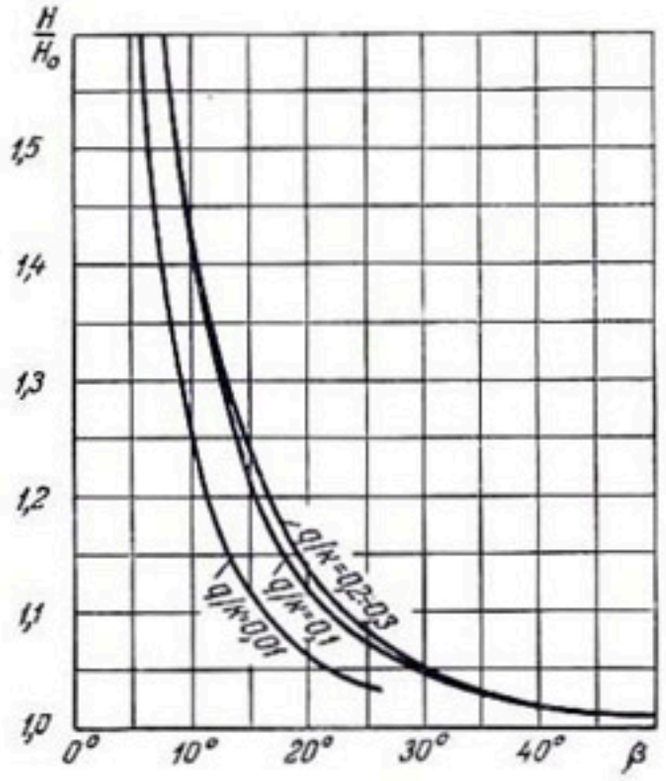


Рис. 69. $\frac{H}{H_0}$ как функция величин β и $\frac{q}{k}$.

что подпор в дренах и капиллярность почвы незначительны и ими можно пренебречь.

Тогда из графика на рисунке 67 легко определяются величины d_0 и H_0. Если d_0 оказывается равным d, то решение очевидно, поскольку $\beta = 90°$ и $H = H_0$.

Если $d < d_0$, то тогда должен быть применен следующий метод решения. Определяем отношение $\frac{d}{d_0}$ и затем по графику рисунка 68 находим β и $\frac{H_1}{\frac{1}{2}d_0}$, откуда получаем H_1. Наконец, отношение $\frac{H}{H_0}$, а затем и H находим из графика рисунка 69.

Цифровой пример такого решения дается ниже.

Если $d > d_0$, то мы можем найти приблизительное решение, принимая H_1 равным ½ d. Это решение обычно будет давать результаты достаточной точности. По отношениям $\frac{2H_1}{d_0}$ и $\frac{d}{d_0}$ мы получим β из графика рисунка 68 и H из графика рисунка 69.

Затем будет интересно сопоставить теоретические результаты с результатами опытов Чайлдса. Чтобы произвести такое сравнение, необходимо вначале определить отношение $\frac{q}{k}$ и действительный диаметр d в соответствии с каждым из опытов.

Если мы рассматриваем симметричный радиальный поток, то изменение гидравлического напора дается посредством уравнения

$$h = \frac{Q}{2\pi k} \ln \frac{r}{r_0}, \qquad (II,13)$$

где r — радиус в точке расположения дрены;

r_0 — радиус окружности, соответствующий $h = 0$.

Если поток не является строго симметричным, то выражение является все же действительным, если h заменяется средней величиной h_m вдоль окружности с радиусом r (см. Маскет, 1946, стр. 163—168).

Рассматривая окружности с различными радиусами и устанавливая одновременно значения h_m и r, можно определить с помощью уравнения (II,13) отношение $\frac{q}{k}$ и эффективный диаметр d. Результаты такого метода решения представлены в таблице 10.

Таблица 10

Сравнение величин H и H_1, полученных опытным путем и путем теоретических расчетов

$\frac{q}{k}$	d, см	d_0, см	H_0, м	β, град	H_1 (расчетная), м	H_1 (измеренная), м	H (расчетная), м	H (измеренная), м
0,250	4,1	63	1,79	10	2,10	2,10	2,55	2,50
0,250	18,2	63	1,79	21	1,15	1,20	2,00	1,90
0,200	32,0	46	1,51	42	0,45	0,50	1,50	1,50
0,268	8,6	70	1,89	13	1,85	1,85	2,50	2,50
0,176	10,4	39	1,30	20	0,85	0,90	1,55	1,60
0,088	10,0	17	0,83	35	0,20	0,30	0,85	0,85
0,289	12,8	78	2,00	15	1,75	1,75	2,50	2,50

Затем могут применяться графики, приведенные на рисунках 67—69, и полученные результаты можно сравнить с результатами Чайлдса. Соответствие является достаточно удовлетворительным, как это видно из таблицы 10, где H и H_1 даны с точностью до 5 см.

Пример 1. В качестве примера рассмотрим поток, представленный на рисунке 51, ему соответствует $\frac{q}{k} = 0{,}289$ и диаметр $d = 12{,}8$ см. Из графика рисунка 67 имеем $\frac{H_0}{L} = 0{,}20$ и $\frac{d_0}{L} = 0{,}078$.

Подставляя $L = 10$ м, получим

$$H_0 = 2{,}0 \text{ м} \quad \text{и} \quad d_0 = 78 \text{ см}.$$

Отношение $\frac{d}{d_0} = 12{,}8/78 = 0{,}164$. Из графика рисунка 68 получим $\beta = 15°$ и $\frac{2H_1}{d_0} = 4{,}5$, откуда $H_1 = 4{,}5 \times 0{,}39 = 1{,}75$ м.

Наконец, из графика рисунка 69 находим, что $H/H_0 = 1{,}24$, откуда

$$H = 1{,}24 \times 2{,}0 \cong 2{,}5 \text{ м}.$$

Раньше предполагалось, что давление в верхней кромке дрены незначительно и им можно пренебречь. Однако подпор p_0 также может быть принят в расчет. Для решения предлагается следующий приближенный метод.

Предположим, что мы знаем отношение $\frac{q}{k}$, диаметр дрены d и подпор p_0. Тогда метод решения должен заключаться в том, чтобы вычислить эквивалентный диаметр d', который благодаря незначительному подпору приведет к той же модели потока. Диаметр d' может быть получен из уравнения (II,13):

$$\frac{p_0}{\gamma} + \frac{1}{2}(d - d') = \frac{Q}{2\pi k} \ln \frac{d}{d'}. \qquad \text{(II,14)}$$

Это уравнение решается методом приближений. Применяя d', мы можем непосредственно использовать вышеуказанные графики.

Выше предполагалось, что капиллярностью почвы можно пренебречь; согласно Чайлдсу, это допущение дает незначительную ошибку.

Допустим, что давление вдоль «капиллярного» уровня грунтовых вод равно p_c и что подпора в дренах нет. Поскольку произвольная постоянная может быть прибавлена к давлению без изменения модели потока, то мы должны иметь тот же поток, если пренебречь капиллярностью и рассматривать вместо нее подпор p_0 в дренах. Следовательно, задача может быть решена так же, как и вышеуказанная.

Пример 2. Рассмотрим поток, представленный на рисунке 52, где, как и прежде, $\frac{q}{k} = 0{,}289$ и $d = 12{,}8$ см. Согласно Чайлдсу, капиллярное давление $p_c = -36{,}9$ см.

Уравнение (II,14) принимает вид

$$0{,}0369 + \frac{1}{2}\left(0{,}0128 - \frac{d_1}{L}\right) = \frac{0{,}289}{2\pi} \ln \frac{12{,}8}{d'},$$

откуда $d' = 5{,}3$ см.

Поскольку $\frac{d'}{d_0} = \frac{5,3}{78} = 0,068$, то мы находим из графика рисунка 68, что

$$\beta = 9,5^\circ \text{ и } \frac{2H_1}{d_0} = 6,2.$$

Следовательно, $H_1 = 6,2 \times 0,39 = 2,42$ м.

Далее, из графика рисунка 69 получаем $\frac{H}{H_0} = 1,47$, откуда

$$H = 1,47 \times 2,0 = 2,94 \text{ м.}$$

По рисунку 52 находим[1] $H_1 = 2,48$ м и $H = 3,0$ м.

Перевод В. В. Дацыкова

III. СЛУЧАЙ СКОПИВШЕЙСЯ ВОДЫ

Научные работники разработали теорию просачивания скопившейся воды в дренажную сеть не только потому, что удаление скопившейся воды[2] при помощи закрытого дренажа представляет большой интерес, но также и потому, что эта теория иллюстрирует гидравлические принципы, проявляющиеся и в других задачах просачивания, которые еще не решены.

Задача скопившейся воды оказалась доступной для решения потому, что здесь имеется горизонтальная граница поверхности потока. Здесь отсутствуют изогнутая поверхность грунтовых вод и неустановившееся движение, которые встречаются в более общих задачах и которые с большим трудом поддаются математической обработке. Однако задача скопившейся воды во многих случаях не является простой и была решена недавно[3].

---

[1] Приведенное в настоящем параграфе решение Энгелунда является повторением ранее полученного решения этой же задачи В. В. Ведерниковым (см. лит. на стр. 100, 112). Можно показать, что после некоторых преобразований результаты Ведерникова и Энгелунда совпадают. Это наглядно видно также из сопоставления графика $\frac{d_0}{L}$ и $\frac{H_0}{L}$ как функции $\frac{q}{k}$ для «критического диаметра» (рис. 67 настоящей книги) и аналогичного графика Ведерникова (стр. 191 его книги). При сравнении следует иметь в виду, что $H_0 = h + d_0/2$. Заслугой Энгелунда является доработка решения для случая $d < d_0$ до вида, удобного для практического использования.— *Прим. ред.*

[2] Перевод термина the ponded water условен; в настоящем параграфе речь идет о притоке воды в дрены без образования свободной поверхности грунтовых вод при затоплении поверхности почвы водой и поддержании этого затопления в процессе фильтрации (движение установившееся), то есть о фильтрации «подпертой, скопившейся» воды.

[3] Исчерпывающее решение этой задачи для однородного грунта было получено В. В. Ведерниковым в 1936 г. и опубликовано в 1938—1939 гг. (см. его работу на стр. 100).— *Прим. ред.*

При чтении нижеследующего материала читатель должен обратить внимание на то, что теоретическая скорость движения скопившейся воды выражает верхний предел потока при прохождении воды через грунт к дренажной системе. Если поверхность воды ниже поверхности грунта (при наличии осадков или без них), то скорость движения воды к дренажной системе, будь то дренажная труба или дренажная канава, будет меньше. Читатель должен также отметить, что решения задачи скопившейся воды сходны с решениями задач с падающим уровнем грунтовых вод. Случай скопившейся воды предопределяет условие для начального положения поверхности грунтовых вод, когда она находится как раз на уровне поверхности грунта[1].

1. ПРЯМОЛИНЕЙНЫЙ ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПОТОК

На рисунке 70 показан простой случай задачи скопившейся воды прямолинейного вертикального потока. Скопившаяся вода находится на высоте t над поверхностью слоя однородного водопроницаемого суглинка толщиной d, имеющего коэффициент фильтрации k, причем этот слой находится над слоем гравия с высокой проницаемостью. Каналы, расположенные на расстоянии a друг от друга, проникают через суглинок в гравий, который в свою очередь расположен над водонепроницаемой глиной. Стенки каналов вертикальны и непроницаемы для воды, за исключением гравийного участка. Принимается, что стенки каналов в гравии, так же как и сам гравий, являются абсолютно проницаемыми. Вода находится в каналах у верхнего уровня гравия, где давление равно атмосферному.

Поскольку гравий абсолютно проницаем, то в нем нет потерь напора. Поэтому, если мы считаем, что среда, в которой проходит поток, представляет собой прослойку суглинка единичной толщины (в направлении, перпендикулярном к плоскости рисунка 70), то, согласно закону Дарси, объем воды Q, дренируемой слоем в единицу времени, будет

$$Q = k\,\frac{d+t}{d}\cdot 1\cdot a. \qquad \text{(III,1)}$$

[1] Это утверждение не имеет общего характера и относится к частному случаю, когда весь массив до включения дренажа в работу затапливается водой, причем дрены не работают (например, весной при полном подтоплении дрен или при промывках). Затем полагают, что дрены мгновенно включены в работу; этому моменту и соответствует упоминаемый автором случай. Во всех остальных (реальных) случаях исходное положение поверхности грунтовых вод определяется предшествующим режимом питания и отвода грунтовых вод, вследствие чего эта поверхность не совпадает с поверхностью почвы.— *Прим. ред.*

Q будет выражаться в кубических метрах в сутки на 1 метр длины дренажного канала, если k выражается в метрах в сутки, а d, l и a также выражены в метрах.

Если l становится очень малым, то уравнение (III,1) принимает вид

$$Q = k \cdot 1 \cdot a,$$

т. е., если v — скорость входа поверхностной воды в почву (куб. метры на квадратный метр в сутки), то в соответствии с определением $v = Q/(1 + a)$ получим

$$v = k. \qquad \text{(III,2)}$$

Уравнение (III,2) выявляет важный факт: расход воды на единицу поверхности грунта (то есть скорость фильтрации) равен

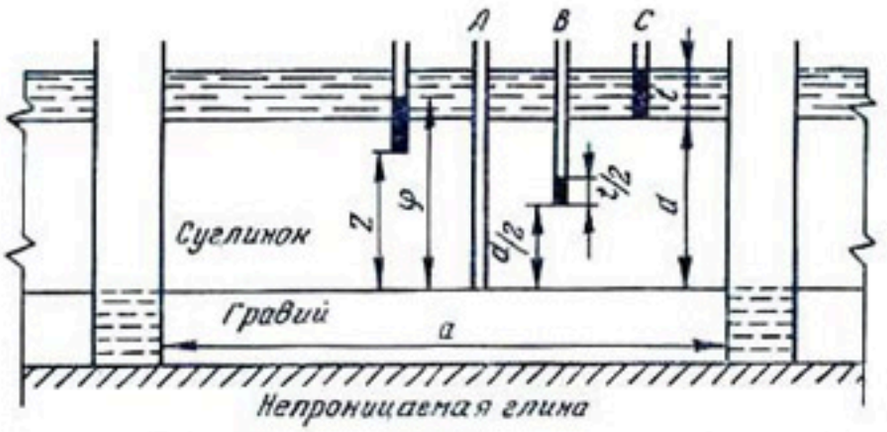


Рис. 70. Прямолинейное вертикальное просачивание воды в гравий, перерезанный дренажными каналами; пьезометры показывают давление воды и гидравлический напор.

коэффициенту фильтрации грунта, когда l приближается к нулю (для случая однородного грунта, дренируемого гравием при атмосферном давлении в нем, как это показано на рис. 70).

Если (см. рис. 70) скопившаяся вода не удерживается на поверхности грунта, то — как только ее остатки пройдут через эту поверхность — уравнение (III,1) потеряет силу вследствие появления капиллярных сил, которые будут мешать движению потока вниз. Действительно, если поры суглинка достаточно малы, чтобы силами капиллярности поддерживать воду на высоте d над поверхностью воды в канале, то вода не будет дренироваться из почвы, когда l становится равным нулю. Влияние капиллярности на скорость дренирования было исследовано как для вертикального, так и для горизонтального потока Шварцендрубером и Киркхемом (1956a, b), а также другими, на работы которых ссылаются указанные авторы.

Пьезометры A, B и C, показанные на рисунке 70, помогают проиллюстрировать разницу между терминами давление и гидравлический напор. Эти выражения иногда смешиваются в дренажных задачах. Под термином давление обычно понимается измеренное давление, т. е. избыток давления над атмосферным. Выраженное высотой столба воды, оно обозначает высоту столба воды, который может поддерживаться в точке P давлением почвенной воды. Гидравлический напор в той же точке P обозначает расстояние от некоторого уровня сравнения до вершины водяного столба, который может быть поддержан давлением в точке P[1]. Приняв на рисунке 70 верхний горизонт гравийного слоя за уровень сравнения, заметим, что у оснований пьезометров существуют следующие условия. У основания пьезометра A, который доходит до верхнего горизонта гравийного слоя, давление и гидравлический напор равны нулю. У основания пьезометра B давление равно $t/2$ и гидравлический напор равен $d/2 + t/2$. У основания пьезометра C давление равно t, а гидравлический напор $t + d$. Вообще, если z является вертикальным расстоянием от уровня сравнения до некоторой точки в суглинке, то давление и гидравлический напор в этой точке, как это мы видим из рисунка 70, будут соответственно равны

$$p = \frac{z}{d}\, t;$$

$$\varphi = \frac{z}{d}\, t + z.$$

Из приведенных выше двух уравнений, в особенности из первого, можно сделать интересные выводы. Когда толщина слоя воды, находящегося на поверхности, приближается к нулю, то давление у оснований пьезометров и во всех других точках грунта становится равным нулю. Поэтому не будет существовать никакого избытка давления над атмосферным вдоль стенок канала. Следовательно, вода не будет просачиваться со стороны стенок канала. Вдоль стенок пьезометров также не будет наблюдаться никакого давления, так что после удаления этих пьезометров вода не будет просачиваться в образовавшиеся отверстия. Дей и Лютин (1954) экспериментально доказали, что такое движение не происходит[2].

---

[1] Иначе говоря, в уравнении $h = z + \frac{p}{\gamma}$ первый член z равен удельной энергии положения, второй — удельной энергии давления, а их сумма h — потенциальной удельной энергии.— *Прим. ред.*

[2] Напомним, что рассматривается идеализированный случай, когда из дренируемого грунта вода свободно, без подпора, просачивается вниз в слой галечника, где принимается давление, равное атмосферному.— *Прим. ред.*

Не подлежит сомнению, что при $t = 0$ давление в почве также равно нулю (см. рис. 70). Однако это все же не означает, что гидравлический напор в грунте будет равен нулю. Он будет нулевым только на уровне основания пьезометра A. У основания пьезометра B он будет равен $d/2$, у основания пьезометра C он будет равен d.

Наконец, обратим внимание на то, что при t, стремящемся к нулю, были бы бесполезными все дополнительные дренажные каналы, которые можно прокопать в суглинке, не врезаясь в гравий. В эти дополнительные каналы, как и в пьезометры, вода не просачивалась бы.

2. НЕПРЯМОЛИНЕЙНЫЙ ПОТОК

В последнем примере вода просачивалась вниз по прямым параллельным линиям, и можно было подсчитать расход потока Q по закону Дарси, а также путем анализа определить гидравлический напор и давление. Но если поток не следует по прямым параллельным линиям к системе дрен, то использование одного только закона Дарси не дает решения. Точно так же гидравлический напор и давление нельзя определить на основе анализа рисунка. Вместо этого мы прибегаем к решению уравнения Лапласа, которое представляет собой дифференциальное уравнение, выведенное, как показано в первой части этой монографии, путем применения закона Дарси и закона сохранения массы (уравнения неразрывности) при рассмотрении элементарного объема среды, в которой течет поток[1].

Уравнение Лапласа принимает разную форму при разных системах координат. Если φ — гидравлический напор в точке $P(x, y, z)$, то это уравнение в декартовой системе координат имеет вид

$$\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2} = 0. \qquad \text{(III,3)}$$

При системе цилиндрических координат r, θ, z уравнение имеет вид

$$\frac{1}{r} \cdot \frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial\varphi}{\partial r}\right) + \frac{1}{r^2} \cdot \frac{\partial^2\varphi}{\partial\theta^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2} = 0. \qquad \text{(III,4)}$$

[1] Общие уравнения теории фильтрации были даны Н. Е. Жуковским в 1889 г. (Теоретическое исследование о движении подпочвенных вод. Журнал Русск. физ.-хим. об-ва, **21**, вып. 1, 1889; Полн. собр. соч., т. VII, 1937). Им введено понятие о силе сопротивления при фильтрации и показано, что напор, как функция координат области фильтрации, удовлетворяет уравнению Лапласа.— *Прим. ред.*

Существует несколько видов этого уравнения. Ниже будут использованы только две формы, данные уравнениями (III,3) и (III,4).

Гидравлический напор φ обычно называется потенциалом. Термин п о т е н ц и а л является вполне подходящим, поскольку φ представляет собой меру потенциальной энергии. При умножении φ на массу единицы объема воды и на гравитационную постоянную получаем потенциальную энергию единицы массы воды в точке исследуемого грунта относительно выбранного уровня сравнения для φ. Некоторые авторы — например, Маскет (1937) — выражают потенциал произведением $k\varphi = \Phi$. Любое решение (III,3) или (III,4) называется функцией потенциала. На графиках потенциальных функций линии или поверхности, проведенные через точки равного потенциала, называются эквипотенциалями. Линии и поверхности, проведенные перпендикулярно к эквипотенциалям, называются линиями тока или поверхностями тока. Эквипотенциали и линии тока, нанесенные на один и тот же график, называются сеткой течения.

Метод определения φ в задачах фильтрационного течения заключается в следующем. Сначала следует выбрать форму уравнения Лапласа, которая подходит для границ области потока. Если эти границы являются прямолинейными, то следует принять уравнение (III,3). Если границы цилиндрические, то следует выбрать уравнение (III,4). Затем находится функция φ, которая удовлетворяет уравнению во всех точках области потока и, кроме того, соответствует известным значениям φ или нормальной производной φ на границах области потока. При таком выборе φ в учебниках физики — см., например, Смит (1939, разд. 2.00 и 3.10) — доказывается, что функция φ является единственным решением задачи (теорема единственности). Нет необходимости прибегать к экспериментам, чтобы убедиться в том, какая из различных возможных функций является правильной. Решение φ часто «строится» на основе суммы выражений, каждое из которых удовлетворяет уравнению Лапласа. Подходящий выбор суммы выражений делает возможным удовлетворить граничным условиям так же, как и самому уравнению.

При найденном φ расход на единицу площади в области потока определяется с помощью производной $-\frac{\partial\varphi}{\partial s}$ (s обозначает направление перпендикуляра к рассматриваемой площади), которая умножается на k (коэффициент фильтрации). Выражение $-\frac{k\partial\varphi}{\partial s}$ дает величину расхода через упомянутую площадь, так как это выражение является просто формулировкой закона Дарси, где площадь составляет единицу, а гидравлический градиент выражается через $-\frac{\partial\varphi}{\partial s}$.

Общий расход, входящий в дренажное устройство, может быть определен окончательно путем интегрирования выражения $-k\frac{\partial\varphi}{\partial s}$ по всей поверхности входа. Если направление s совпадает с линией тока, то $-\frac{\partial\varphi}{\partial s}$ будет градиентом потенциала. Однако выражение $-\frac{\partial\varphi}{\partial s}$ часто градиентом потенциала называется ошибочно: когда s не совпадает с линией тока.

Часто можно сэкономить время при решении дренажных проблем, зная (Маскет, 1937, стр. 140), что решение уравнения Лапласа имеется для ряда задач, которые аналогичны задачам фильтрации. Например, уравнение Лапласа является дифференциальным уравнением распределения электрических потенциалов в проводниках электричества и уравнением распределения температуры в проводниках тепла. Обширные данные с решениями задач последнего типа обобщены Смитом (1939), а также Карслоу и Егером (1947)[1].

3. РАДИАЛЬНЫЙ ПОТОК К КОЛОДЦУ

Рассмотрим задачу радиального течения воды к колодцу через ограниченный горизонтальный водоносный слой (рис. 71).

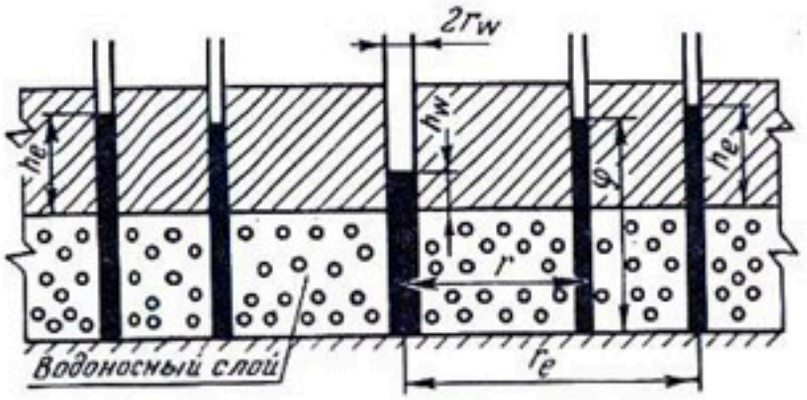


Рис. 71. Эскиз к задаче радиального потока в водоносном слое в направлении к цилиндрическому колодцу (решение этой задачи является основным для всех задач скопившейся воды).

Допустим, что на рисунке 71 колодец имеет радиус r_w (*well* — колодец), и пусть гидравлический напор на расстоянии r_e от

[1] Есть русское издание книги Карслоу Х. С. «Теория теплопроводности», М.—Л., 1947; см. также А. В. Лыков «Теория теплопроводности», Гостехтеориздат, М., 1952.— *Прим. ред.*

центра колодца будет h_e, а у самого колодца — h_w (уровнем сравнения напоров является верхний горизонт водоносного слоя). В этом случае область потока будет расположена между концентрическими цилиндрами с радиусами r_w и r_e. В соответствии с этим мы выбираем уравнение Лапласа в форме, заданной уравнением (III,4), в котором требуется сохранить только первый член. Здесь требуется сохранить первый член потому, что φ не изменяется при изменении высоты или угла θ. Таким образом, уравнение (III,4) примет вид

$$\frac{1}{r} \cdot \frac{d}{dr}\left(r \frac{d\varphi}{dr}\right) = 0, \qquad \text{(III,5)}$$

где r — единственная независимая переменная.

Граничные условия следующие:

$\varphi = h_w$, когда $r = r_w$ — условие 1;

$\varphi = h_e$, когда $r = r_e$ — условие 2.

Значение φ, которое удовлетворяет уравнению (III,5), как это можно проверить путем дифференцирования, равно

$$\varphi = \ln \frac{r}{r_w},$$

где r разделено на r_w для получения безразмерной величины. Решение $\varphi = \ln r$ или $\varphi = \ln r - \ln r_w = \ln \frac{r}{r_w}$ является известным решением уравнения Лапласа. В этом случае оно может быть получено посредством интегрирования уравнения (III,5).

Другое решение уравнения (III,5) имеет такой вид ($2q$ — произвольная постоянная):

$$\varphi = 2q \ln \frac{r}{r_w}.$$

Решение, которое удовлетворяет граничным условиям, имеет следующий вид (A — другая постоянная):

$$\varphi = 2q \ln \frac{r}{r_w} + A. \qquad \text{(III,6)}$$

Чтобы уравнение (III,6) удовлетворяло условию 1, положим $\varphi = h_w$ и $r = r_w$, в результате чего получим

$$A = h_w. \qquad \text{(III,7)}$$

Чтобы уравнение (III,6) удовлетворило условию 2, следует подставить $\varphi = h_e$ и $r = r_e$ в указанное уравнение. Использовав

уравнение (III,7), найдем

$$2q = \frac{h_e - h_w}{\ln \frac{r_e}{r_w}} . \qquad (III,8)$$

Постоянная $2q$ в вышеприведенных уравнениях принимается как $2q$ вместо q для того, чтобы результаты соответствовали результатам аналогичной электрической задачи о заряженной нити с линейной плотностью заряда q (см. Смит, 1939, разд. 2.04; или Джинс, 1933, разд. 75).

Подстановка уравнений (III,7) и (III,8) в уравнение (III,6) дает для гидравлического напора φ на расстоянии r от колодца выражение

$$\varphi = \frac{h_e - h_w}{\ln \frac{r_e}{r_w}} \ln \frac{r}{r_w} + h_w. \qquad (III,9)$$

В частности, уравнение (III,9) дает $\varphi = h_w$, когда $r = r_w$, и $\varphi = h_e$, когда $r = r_e$.

Теперь можно определить приток к колодцу. Вначале определяем величину $-\frac{d\varphi}{dr}$ из уравнения (III,9):

$$-\frac{d\varphi}{dr}\Bigg| = -\frac{h_e - h_w}{\ln \frac{r_e}{r_w}} \cdot \frac{1}{r} .$$

Объем воды, поступающий в колодец на единицу площади его поверхности в единицу времени, будет равен

$$k \left| \frac{d\varphi}{dr} \right|_{r=r_w} = k \frac{h_e - h_w}{\ln \frac{r_e}{r_w}} \cdot \frac{1}{r_w} .$$

Объем воды Q, поступающей на единицу длины колодца в единицу времени, будет

$$Q = \int_0^{2\pi} k \frac{h_e - h_w}{\ln \frac{r_e}{r_w}} \cdot \frac{1}{r_w} r_w \cdot d\theta.$$

После интегрирования получим

$$Q = 2\pi k \frac{h_e - h_w}{\ln \frac{r_e}{r_w}} . \qquad (III,10)$$

Учитывая уравнение (III,8), мы можем написать уравнение (III,10) в форме

$$Q = 4\pi k q. \qquad (III,11)$$

Имея в виду уравнение (III,10), можно представить уравнение (III,9) в виде

$$\varphi = \frac{Q}{2\pi k} \ln \frac{r}{r_w} + h_w,$$

что часто и делается в литературе.

4. ТРУБЧАТЫЙ ДРЕНАЖ НАД ВОДОНЕПРОНИЦАЕМЫМ СЛОЕМ

Дренажные трубы чаще всего используются для удаления грунтовых вод, находящихся выше водонепроницаемого слоя. Но они могут быть также использованы, когда ниже поверхности дренируемого грунта находится слой с высокой водопроницаемостью. Ниже будут рассмотрены решения этих двух задач, при которых будут сделаны следующие допущения.

1. Почва однородна и изотропна. Если почва слоистая, то каждый ее слой должен быть однородным и изотропным. Поток в неизотропных почвах рассматривается в другом месте данной монографии.

2. Трубы в основном горизонтальны.

3. Гидравлические потери на трение в трубах отсутствуют.

4. Стенки труб абсолютно проницаемы. Это условие можно выполнить, окружив трубы, как это часто делается на практике, очень проницаемыми материалами, например чистым гравием. Влияние стыков в дренажных трубах на уменьшение притока может быть принято в расчет, как это описано Киркхемом (1950a), а влияние перфорации — как описано Швэбом и Киркхемом (1951).

5. Материал, используемый для засыпки траншей с дренажными трубами (за исключением описанного в пункте 4), имеет такую же водопроницаемость, как и ненарушенный грунт. Это условие на практике выполняется редко. Флодквист (1931) нашел, что интенсивность инфильтрации над гончарными трубами значительно выше, чем в других местах.

6. Поверхность грунта не уплотнена. Это положение, которое фактически оговорено в пункте 1, в некоторых случаях на практике не имеет места. Уплотнение почвы может быть причиной наличия скопившейся воды, независимо от того, имеется ли водонепроницаемый подпочвенный слой или нет.

§ 1. Трубы в однородном грунте

Грунт над водонепроницаемым слоем может быть однородным или слоистым. Задача для однородного грунта значительно проще, чем задача для слоистого грунта. Для дренирования могут быть использованы одна труба или ряд труб.

1. Одна труба над непроницаемым слоем. Задача с одной трубой, когда непроницаемый слой залегает на большой глубине, показана на рисунке 72. Труба с радиусом r, ось которой находится на глубине d, забирает скопившуюся воду с толщиной слоя t. Эта вода просачивается через однородный грунт с коэффициентом фильтрации k. Труба сбрасывает воду в канал, в котором вода стоит на уровне s над центром трубы.

Граничные условия следующие:

$\varphi = d + t$, когда $y = d$ — условие 1;

$\varphi = s$, когда $x^2 + y^2 = r^2$ — условие 2.

Первое условие может быть удовлетворено методом зеркальных отражений[1], открытым для электрических задач Томсоном (1850).

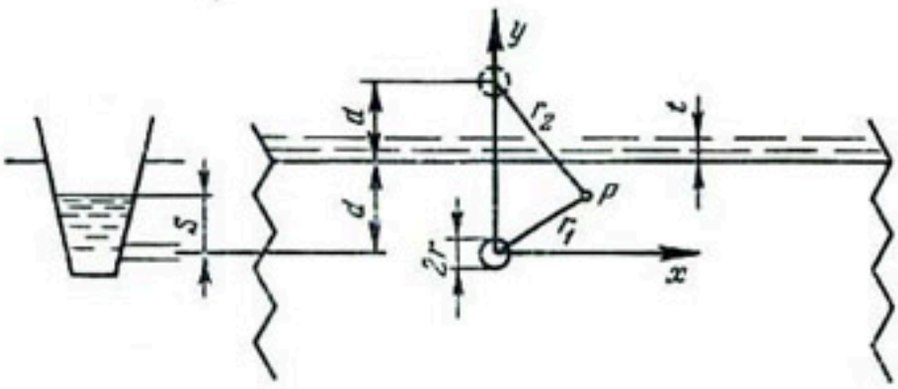


Рис. 72. Действительная и мнимая дренажные трубы при решении задачи скопившейся воды; непроницаемый слой, находящийся на большой глубине (здесь он не показан), не позволяет воде уходить из грунта, минуя дренажные трубы.

При использовании этого метода мы вначале пренебрегаем скопившейся водой и считаем, что мнимый однородный грунт, имеющий гидравлическую проводимость k, простирается над действительной поверхностью грунта на неопределенно большую высоту. Затем мы принимаем поверхность грунта как бы за зеркало и считаем, что в мнимом грунте существует воображаемая труба, являющаяся зеркальным отражением реальной дрены.

Отраженная труба рассматривается теперь как *источник* воды, а действительная дренажная труба — как *сток*. Считается, что вся вода, которая в действительности просачивалась через грунт, поступает из рассматриваемого источника. Источники и стоки, подобно вышеуказанным, называются, если они являются бесконечно малыми, линейными источниками или

[1] Method of images — в русской литературе применяется термин *метод зеркальных отражений*.— *Прим. ред.*

стоками. В плоскости отражения потенциал, обусловленный совместным действием источника и стока, равен нулю.

По уравнению (III,6) найдем, что потенциал в точке P, находящейся на расстоянии r_1 от стока и на расстоянии r_2 от источника, определяется по уравнению

$$\varphi = 2q \ln \frac{r_1}{r} - 2q \ln \frac{r_2}{r} + B. \qquad \text{(III,12)}$$

При этом необходимо иметь в виду, что здесь радиус трубы обозначен через r, а не r_w. По этому равенству $\varphi = B$ на поверхности почвы, где $r_1 = r_2$. Чтобы дать объяснение скопившейся воде и в то же время удовлетворить условию 1, принимаем $B = d + t$.

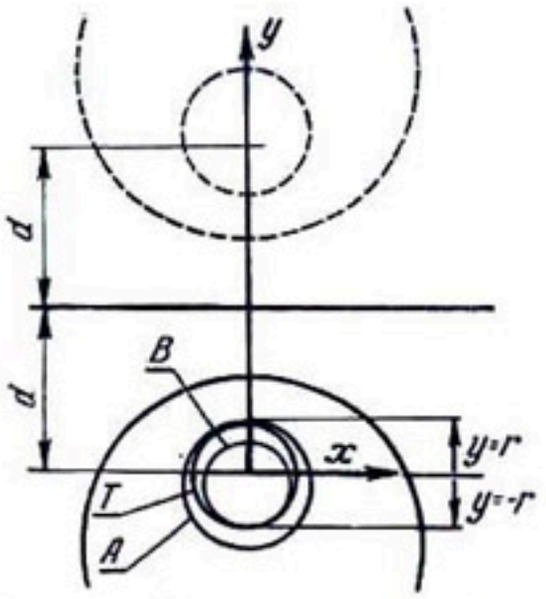


Рис. 73. Эквипотенциали A и B, построенные для линейного источника и стока, и дренажная труба T.

Уравнение (III,12), написанное для декартовой системы координат (оси координат показаны на рис. 72), принимает следующий вид:

$$\varphi = 2q \ln \frac{(x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}}{r} - 2q \ln \frac{[x^2 + (2d - y)^2]^{\frac{1}{2}}}{r} + d + t. \qquad \text{(III,13)}$$

Путем дифференцирования можно показать, что φ удовлетворяет уравнению Лапласа

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} = 0.$$

Хотя уравнение (III,13) полностью удовлетворяет условию 1, однако для этой функции никогда нельзя выбрать q так, чтобы она точно удовлетворяла условию 2, если r не будет бесконечно малым. Причина, на основании которой невозможно сделать надлежащий выбор для q, заключается в том, что условие 2 требует постоянства потенциала на окружности конечного радиуса r с центром в начале координат (в то время как график уравнения (III,13), показанный на рис. 73, не удовлетворяет этому условию). Эквипотенциалями будут окружности, как это будет доказано ниже, но центры этих окружностей не находятся в начале координат, как это требуется.

С помощью рисунка 73 можно показать, что условие 2 может быть почти полностью удовлетворено. Примем, что вместо действительной дренажной трубы T имеется дренажная труба A

(рис. 73), которая совпадает с эквипотенциалью, проходящей через точку $(x, y) = (0, r)$[1]. Примем, как и раньше, что гидравлический напор в трубе A представляет собой высоту s, отмеряемую от начала координат. Тогда уравнение (III,13) после подстановки $q = q_1$ ($\varphi = s$; $x = 0$; $y = r$) принимает следующий вид:

$$2q_1 = \frac{d + t - s}{\ln \frac{2d - r}{r}} . \qquad \text{(III,14)}$$

Поскольку действительная труба T (см. рис. 73) меньше, чем принятая труба A, то приведенное выше значение q будет больше действительного.

Примем затем, что вместо действительной трубы имеется труба B (см. рис. 73), которая совпадает с эквипотенциалью, проходящей через точку $(x, y) = (0, -r)$. Примем также, что гидравлический напор в трубе B является высотой s, отмеряемой от начала координат. Тогда в результате подстановки $q = q_2$, $\varphi = s$ и $y = -r$ уравнение (III,13) приобретает вид

$$2q_2 = \frac{d + t - s}{\ln \frac{2d + r}{r}} . \qquad \text{(III,15)}$$

В этом случае мы получим заниженное значение q, поскольку эквипотенциаль B находится полностью внутри действительной дренажной трубы T.

Теперь может быть получено значение q, которое будет лучше соответствовать действительному положению. Примем среднее значение величины, находящейся под знаком логарифма в уравнениях (III,14) и (III,15):

$$2q = \frac{d + t - s}{\ln \frac{2d}{r}} . \qquad \text{(III,16)}$$

Поскольку точное значение для $2q$, как это показано Смитом (1939, разд. 4.14, уравнение 1), составляет

$$2q = \frac{d + t - s}{\operatorname{Arch} \frac{d}{r}} , \qquad \text{(III,16a)}$$

то мы путем подсчета можем убедиться, что значение $2q$, которое дает уравнение (III,16), является правильным для значений

[1] Имеются и другие приемы замены фиктивного стока реальной дреной: например, можно сравнивать площадь реальной дрены и площадь, ограниченную эквипотенциалью (П. Я. Кочина), и т. д.— *Прим. ред.*

$d = 120$ см (4 фута) и $r = 7{,}5$ см ($^1/_4$ фута) с точностью[1] до $^1/_{3400}$. Таким образом, хотя не может быть подобрано точное значение q, удовлетворяющее граничным условиям, все же может быть найдено такое значение q, которое для практических целей можно считать достаточно точным.

Значение q, которое дано в уравнении (III,16), становится ближе к истинному, когда отношение $\frac{r}{d}$ уменьшается. Поскольку, как будет видно дальше, поток Q на единицу длины трубы в единицу времени равняется $Q = 4\pi kq$, то значение потока Q будет также подсчитано с точностью до $^1/_{3400}$. Обратная гиперболическая форма косинуса в уравнении (III,16а), которая дана Смитом, не употребляется, поскольку она затрудняет расчеты.

Чтобы получить Q, можно рассматривать воду, поступающую с поверхности почвы, а не ту, которая попадает в дренаж (поскольку эти обе величины являются равными). Для этого вначале мы определяем $k\partial\varphi/\partial y]_{y=d}$ — выражение объема воды, проходящей через единицу поверхности почвы в единицу времени. Дифференцирование лучше всего производить после того, как уравнение (III,13) будет написано в форме

$$\varphi = q \ln (x^2 + y^2) - q \ln [x^2 + (2d - y)^2] + d + t.$$

Дифференцирование дает

$$k \frac{\partial \varphi}{\partial y} \Big]_{y=d} = \frac{4qkd}{x^2 + d^2}, \qquad \text{(III,17)}$$

откуда

$$Q = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{k\,\partial\varphi}{\partial y}_{y=d} dx$$

или

$$Q = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{4qkd}{x^2 + d^2} dx.$$

Этот интеграл можно определить с помощью таблицы Двайта (1947, формула 120.01)[2]:

$$Q = 4\pi kq.$$

---

[1] Arch $u = \ln (u + \sqrt{u^2 - 1}) \approx \ln 2u$, с точностью в 1% при $u \geqslant 3{,}5$.— *Прим. ред.*

[2] Есть русское издание работы Г. Б. Двайта «Таблицы интегралов и другие математические формулы», Гос. изд. иностр. лит., 1948, М.— *Прим. ред.*

Принимая q в таком виде, как оно дано в уравнении (III,16), окончательно получим

$$Q = \frac{2\pi k\,(d + t - s)}{\ln \frac{2d}{r}}. \qquad \text{(III,18)}$$

Графики зависимости Q от величины $(d + r)$ для случая $t = 0$ и $s = r$ показаны для различных размеров труб на рисунке 74 — построены по уравнению (III,18).

Глубина принимается равной $(d + r)$ вместо d, так как на практике глубину чаще измеряют до дна, а не до центра трубы. Графики показывают, что расход трубы Q быстро возрастает с глубиной; возрастание расхода менее значительно при увеличении диаметра дрены. Как видим, на глубинах около 60 см Q для дренажной трубы диаметром $2r = 30{,}5$ см меньше, чем для трубы диаметром 20,3 см.

Причина этого очевидна из того факта, что на глубине 60 см потеря напора для большой трубы составляет 12 — 8 = 4 дюйма (10 см) (основания труб находятся на одном уровне и каждая труба работает полным сечением). Эта величина напора более чем компенсирует дополнительный приток, обусловленный увеличением диаметра трубы.

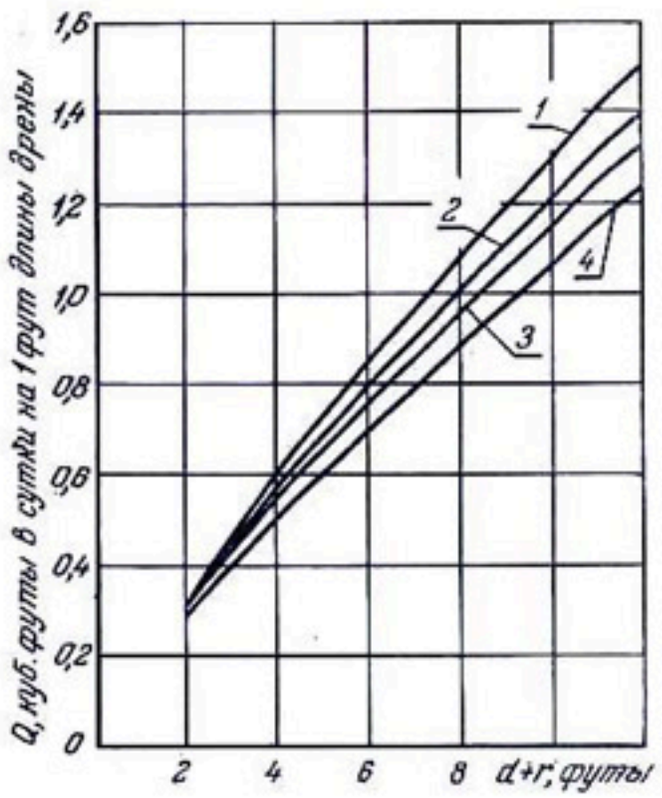


Рис. 74. Зависимость скорости просачивания воды Q в дренажную трубу в задаче, иллюстрируемой рисунком 72, от глубины залегания трубы $(d + r)$. Графики построены для различных диаметров труб. Труба в каждом случае работает полным сечением $(s = r)$ без засасывания или подпора. Коэффициент фильтрации $k = 2{,}54$ см/сутки. Диаметры труб:
1 — 30,5 см (12″); *2* — 20,3 см (8″); *3* — 15,2 см (6″); *4* — 10,2 см (4″).

Если в уравнении (III,18) принять $s = d + t$, т. е. считать, что вода стоит в канале на том же уровне, как и над грунтом, то расход $Q = 0$ независимо от размеров трубы и глубины ее залегания. Следовательно, чем выше будет уровень воды в приемном канале, тем меньше будет интенсивность дренирования. Для того чтобы работа дренажных труб была эффективной, вода

не должна стоять в каналах, куда она сбрасывается этими трубами[1].

Остается доказать, что уравнение (III,13) представляет окружность при постоянном значении φ. Чтобы доказать это, напишем уравнение (III,13) в форме

$$\frac{d+t-\varphi}{q} = \ln \frac{x^2+(2d-y)^2}{x^2+y^2} .$$

Затем допустим, что $A^2 = e^{\frac{d+t-\varphi}{q}}$, так что

$$A^2 = \frac{x^2+(2d-y)^2}{x^2+y^2} .$$

После некоторых алгебраических преобразований это равенство может быть написано в форме

$$x^2 + \left[y + \frac{2d}{(A^2-1)} \right]^2 = \frac{4d^2A^2}{(A^2-1)^2} ,$$

что представляет собой окружность с центром

$$[x,\ y] = \left[0,\ -\frac{2d}{(A^2-1)} \right]$$

и радиусом $\frac{2dA}{A^2-1}$.

2. Единичная труба — решение с помощью комплексной переменной. Из элементарной алгебры мы знаем, что комплексное число z (рис. 75) в плоскости x, y представляется как $z = x + iy$, где $i = (-1)^{\frac{1}{2}}$. Действительной частью этого числа будет x, а мнимой частью является iy. Величина радиуса-вектора числа z будет равна $r = (x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}$, а амплитуда[2], или фаза $\theta = \operatorname{arctg} \frac{y}{x}$. Комплексные числа очень полезны при решении двухмерных задач движения грунтовой воды, так как в этом случае и действительная и мнимая части любой комплексной переменной w, которая является функцией z — т. е. $w = f(z)$, — представляют собой решения уравнения Лапласа

$$\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial y^2} = 0, \qquad \text{(III,19)}$$

что может быть проверено путем дифференцирования и подстановки.

---

[1] По-видимому, имеется в виду не полное отсутствие воды в открытых коллекторах, а требование незатопления устья дрен (отсутствие подпора).— *Прим. ред.*

[2] В отечественной литературе длина радиуса-вектора $|r|$ обычно называется «модулем», а угол θ — «аргументом».— *Прим. ред.*

Приведем для иллюстрации следующий пример. Если $w = z = x + iy$, то $\varphi = x$ и $\varphi = y$ представляют собой каждое в отдельности решения уравнения (III,19). Если $w = z^2 = (x + iy)^2 = x^2 + 2ixy - y^2$, то $\varphi = x^2 - y^2$ является решением уравнения (III,19) так же, как и $\varphi = 2xy$. Под выражением «мнимая часть» часто понимается мнимая часть комплексного числа без коэффициента i.

Кроме того, что действительная и мнимая части являются решениями уравнения (III,19), одна часть дает эквипотенциальные линии, а другая — линии тока.

Если принять, что действительная часть дает эквипотенциали, то мнимая часть дает линии тока (и наоборот). Величина «потенциальной части» зависит от того, какие граничные условия должны быть удовлетворены.

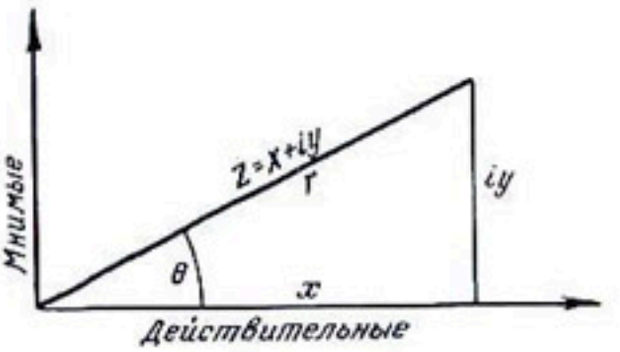


Рис. 75. Представление комплексного числа z.

Необходимо соблюдать осторожность в применении метода комплексных переменных к задаче, содержащей две координаты, поскольку двухкоординатная задача не является неизбежно двухмерной задачей.

Часто используемой формой w для задач дренирования с помощью труб является форма

$$w = 2q \ln z = 2q \ln (x + iy). \qquad \text{(III,20)}$$

Однако это выражение не распадается на действительную и мнимую части так же просто, как это имело место при $w = z$ или $w = z^2$. Чтобы разбить его на две части, мы пользуемся геометрическими соотношениями (см. рис. 75):

$$z = r(\cos 0 + i \sin \theta).$$

Используя разложение функций $\cos \theta$ и $\sin \theta$ в ряды, как указано в математических справочниках (Двайт, 1947, формулы 415,01; 415,02), мы находим

$$z = r\left[1 - \frac{\theta^2}{2!} + \frac{\theta^4}{4!} - \ldots + i\left(\theta - \frac{\theta^3}{3!} + \frac{\theta^5}{5!} - \ldots\right)\right].$$

Но поскольку $i^2 = -1$, $i^3 = -i$, $i^4 = 1$ и т. д., то

$$z = r\left[1 + i\theta + \frac{(i\theta)^2}{2!} + \frac{(i\theta)^3}{3!} + \frac{(i\theta)^4}{4!} + \ldots\right].$$

Однако выражение в скобках будет как раз $e^{i\theta}$ (Двайт, 1947, формула 550).

Поэтому

$$z = re^{i\theta},$$

так что

$$\ln z = \ln re^{i\theta} = \ln r + i\theta, \qquad \text{(III,21)}$$

или в декартовой системе координат

$$\ln z = \ln (x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}} + i \operatorname{arctg} \frac{y}{x}, \qquad \text{(III,22)}$$

т. е. величина w будет $\ln (x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}} = \ln r$, а фаза будет представлять собой $\operatorname{arctg} \frac{y}{x}$.

Таким образом, действительная часть $\ln z$ будет представлять собой $\ln r$, а мнимая будет θ. Если принять, что $2q \ln r$, как и в задачах колодца, является потенциалом, то $2q\theta = \text{const}$ будет уравнением линии тока.

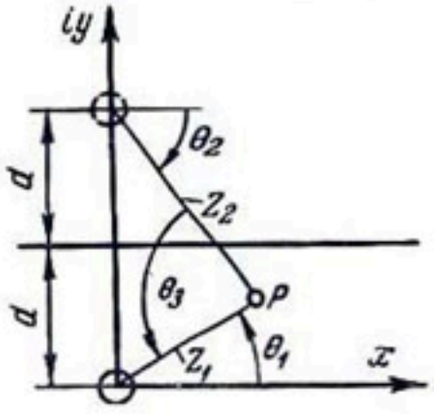


Рис. 76. Комплексные переменные для стока и линейного источника.

Вместо уравнения (III,12) мы можем теперь написать (рис. 76) для задачи с одной трубой

$$w = 2q \ln \frac{z_1}{r} - 2q \ln \frac{z_2}{r} + C, \qquad \text{(III,23)}$$

где постоянная C, которая может быть комплексным числом, теперь заменяет величину B. Так же, как и в уравнении (III,12), r является радиусом трубы.

Функция, которая дает линии тока, называется функцией тока и обычно обозначается через ψ. Поэтому

$$w = f(z) = \varphi + i\psi, \qquad \text{(III,24)}$$

где φ, как и раньше, является потенциалом. Используя уравнения (III,22), (III,23), (III,24) и рисунок 76, можем написать

$$\varphi + i\psi = 2q \ln \frac{(x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}}{r} - 2q \ln \frac{[x^2 + (2d - y)^2]}{r} +$$

$$+ 2qi \operatorname{arctg} \frac{y}{x} - 2qi \operatorname{arctg} \frac{y - 2d}{x} + d + t,$$

где $d + t$ добавлено, чтобы удовлетворить условию $\varphi = d + t$, когда $y = d$, и где подчеркивается, что $\operatorname{arctg} \frac{y-2d}{x}$, обозначенный на рисунке через θ_2, является отрицательным.

Разделение действительной и мнимой частей дает

$$\varphi = 2q \ln \left[\frac{x^2+y^2}{x^2+(y-2d)^2} \right]^{\frac{1}{2}} + d + t; \qquad \text{(III,25)}$$

$$\psi = 2q \left(\operatorname{arctg} \frac{y}{x} - \operatorname{arctg} \frac{y-2d}{x} \right), \qquad \text{(III,26)}$$

где для ψ можно написать

$$\psi = 2q(\theta_1 - \theta_2) = 2q\theta_3. \qquad \text{(III,27)}$$

Поскольку уравнение (III,25) является тем же, что и уравнение (III,13), то постоянная q в обоих уравнениях будет одна и та же: $2q = \frac{d+t-s}{\ln \frac{2d}{r}}$. Следовательно, применяя уравнение (III,18) для подсчета Q, получим

$$Q = 4\pi qk = 2\pi k \frac{d+t-s}{\ln \frac{2d}{r}},$$

и решение с помощью комплексных переменных будет таким же, как и решение с действительными переменными. Как было доказано, уравнение (III,25) представляет семейство окружностей. Точно так же может быть доказано, что уравнение (III,26) тоже представляет семейство окружностей.

Эти две сетки окружностей пересекаются под прямым углом. Вместо уравнения (III,26) для линий тока проще пользоваться уравнением

$$\psi = 2q\theta_3. \qquad \text{(III.28)}$$

Если $\psi = \text{const}$, то согласно уравнению (III,28) геометрическим местом точек P (см. рис. 76) является линия тока. Поскольку точка P движется из бесконечности справа от оси y до точки $x = 0$ между трубами, то угол θ_3 изменяется от 0 до π, а ψ, согласно уравнению (III,28), изменяется от 0 до $2\pi q$. Если точка P продолжает движение влево, стремясь к минус бесконечности, то угол θ_3 (который всегда измеряется от z_2 к z_1) приближается к 2π, а ψ приближается к $4\pi q$.

Угломер и прямоугольный треугольник могут быть использованы при определении линии тока с помощью уравнения (III,28).

На рисунке 77 показаны эквипотенциали и линии тока в задаче с трубой, когда $d = 4$, $r = 1/4$, $s = 1/4$ и $t = 1/4$. Рассматриваемый участок грунта простирается на 10 единиц длины вниз и на 10 единиц в каждую сторону от оси трубы. Рисунок является правильным для любых единиц длины (ради определенности

примем футы). Для выяснения физических характеристик на рисунке имеются пьезометры.

Пьезометр A проникает внутрь трубы, поэтому вода находится в пьезометре на уровне 0,25 фута (7,5 см) выше уровня сравнения. Дно пьезометра $Б$ соприкасается с эквипотенциалью 1,25 фута. Поэтому вода находится в этом пьезометре на высоте 1,25 фута (37,5 см) над уровнем сравнения. Дно пьезометра $В$ соприкасается с эквипотенциалью 2,25 фута (67,5 см). Два пьезометра $Г$ и $Д$

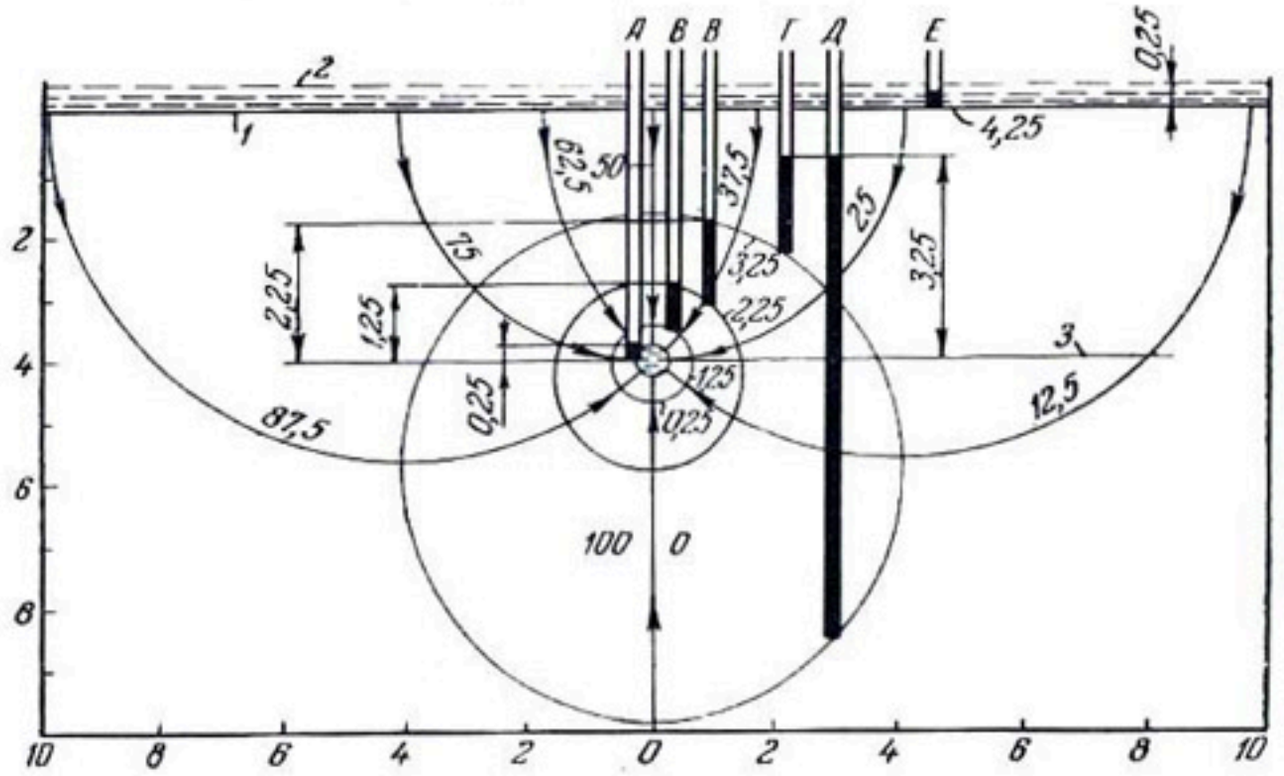


Рис. 77. Эквипотенциали и линии тока, построенные для дренажной трубы, проложенной в грунте, поверх которого находится скопившаяся вода. Грунт простирается неопределенно далеко как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Непроницаемый слой находится на большой глубине: *1* — поверхность грунта; *2* — скопившаяся вода; *3* — пьезометр; *4* — уровень отсчета.

имеют дно, соприкасающееся с эквипотенциалью 3,25 фута (97,5 см). Поэтому вода стоит в каждом из них на высоте 3,25 фута (97,5 см) над уровнем сравнения, однако давление у их основания не будет одним и тем же. Давление у основания пьезометра $Г$ составляет 1,55 фута (46,5 см) водяного столба и у основания пьезометра $Д$ 7,70 фута (231 см). Пьезометр E, основание которого соприкасается с поверхностью грунта, показывает, что гидравлический напор составляет 0,25 фута (7,5 см) на поверхности грунта, поскольку слой скопившейся воды имеет толщину 0,25 фута (7,5 см).

Линии тока обозначены 0; 12,5; 25; . . .; 100, что является процентными значениями $Q = 4\pi kq$. Линии 0; 12,5; 25;...; 100 соответствуют θ_3, равному 0, $\pi/4$, $2\pi/4$, . . ., 2π. Преимущество такого

обозначения линий тока состоит в том, что разность между «процентными» значениями любых двух линий выражает процент всего расхода между этими линиями. Таким образом 50% расхода, поступающего в дрену, входят в грунт между линиями $\psi = 25$ и $\psi = 75$. Система эквипотенциалей и линий тока представляет собой сетку движения. Сетку движения для источника и стока можно получить путем построения зеркального отображения, причем зеркалом является поверхность грунта. Экспериментальные (цветные) линии тока для действительного источника и стока были получены на модели в песчаном резервуаре Хардингом и Вудом (1942).

3. Ряд труб, находящихся на одинаковом расстоянии друг от друга[1]. С учетом геометрии течения (рис. 78) и принятых при выводе уравнения (III.11) допущений 1-6 условия потока между любыми двумя смежными дренами будут одни и те же. Поэтому поток в пределах участка, ограниченного вертикальными плоскостями, проходящими через $x = 0$ и $x = a$, является областью решения. Эти вертикальные плоскости $x = 0$ и $x = a$ не будут полностью определять область потока с его левой и правой стороны. Кроме того, нам приходится исключить из рассмотрения области полуокружностей, занятых трубами.

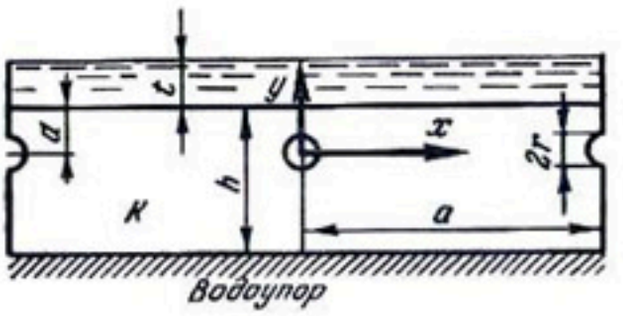


Рис. 78. Ряд труб, расположенных на одинаковом расстоянии друг от друга в грунте со скопившейся водой, который залегает на непроницаемом слое (водоупоре).

Однако можно избежать рассмотрения областей полуокружностей путем выбора границ потока, которые не проходят через трубы. Такой выбор возможен потому, что поток, который попадает в дренажную трубу, течет из области, ограниченной двумя вертикальными плоскостями, одна из которых расположена на расстоянии $a/2$ слева, а другая — на расстоянии $a/2$ справа от этой трубы. Таким образом, посредине между каждой парой труб можно поместить тонкий лист железа, пересекающий скопившуюся воду, грунт и непроницаемый слой; при этом состояние потока не изменится. Пара таких листов, один из которых будет проходить через точку $x = -a/2$, другой — через точку $x = a/2$, и будут левой и правой границами типичной области потока.

Кроме двух указанных вертикальных границ, остаются еще следующие границы: 1) граница, образованная непроницаемым

[1] Это так называемые задачи Дирихле, Неймана или смешанная задача Дирихле-Неймана.— *Прим. ред.*

слоем между $x = -a/2$ и $x = a/2$; 2) граница, образованная скопившейся на поверхности почвы водой между $x = -a/2$ и $x = a/2$; 3) граница, образованная всей поверхностью дренажной трубы.

При наличии границ, определенных таким образом, граничные условия будут такими: у вертикальных плоскостей $x = -a/2$ и $x = +a/2$ нет горизонтальной составляющей потока. В частности, поток воды через единицу площади $(-k\partial\varphi/\partial x)$ у этих поверхностей равен нулю. Другими словами, во всех точках этих поверхностей $\frac{\partial\varphi}{\partial x}$ равен нулю. Здесь следует напомнить, что определение φ или $\frac{\partial\varphi}{\partial n}$ (n будет здесь x) для каждой границы области движения приводит к единому решению задачи потока. Точно так же вдоль непроницаемого нижнего слоя $\frac{\partial\varphi}{\partial y}$ равняется нулю. Для остающихся двух границ потенциал φ известен. На поверхности почвы он будет $\varphi = d + t$ (при этом уровень осей дренажных труб является уровнем сравнения), а над поверхностью трубы, если мы примем, что труба работает полным сечением (без подпора), потенциал будет $\varphi = r$.

Вышеприведенные условия аналитически записываются так:

$$\frac{\partial\varphi}{\partial x} = 0, \quad \text{когда } x = a/2 \quad \text{— условие 1;}$$

$$\frac{\partial\varphi}{\partial x} = 0, \quad \text{когда } x = -a/2 \quad \text{— условие 2;}$$

$$\varphi = d + t, \quad \text{когда } y = d \quad \text{— условие 3;}$$

$$\frac{\partial\varphi}{\partial y} = 0, \quad \text{когда } y = -(h-d) \quad \text{— условие 4;}$$

$$\varphi = r, \quad \text{когда } x^2 + y^2 = r^2 \quad \text{— условие 5.}$$

Чтобы удовлетворить граничным условиям, будет использован метод зеркального отражения. Согласно уравнению (III,13), потенциал, обусловленный источником и стоком, будет

$$2q \ln (x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}} + (-2q) \ln [x^2 + (2d - y)^2]^{\frac{1}{2}}.$$

Это выражение будет равно нулю в плоскости зеркального отражения, определяемой равенством $y = d$.

Укажем теперь еще на одно необходимое свойство такого отражения. Если отражением стока является также сток, то потенциал, обусловленный двумя членами

$$2q \ln (x^2 + y^2)^{\frac{1}{2}} + 2q \ln [x^2 + (2d - y)^2]^{\frac{1}{2}},$$

не будет равен нулю в плоскости зеркального отражения. Но нормальная производная потенциала

$$\frac{\partial}{\partial y}\{2q\ln(x^2+y^2)^{\frac{1}{2}}+2q\ln[x^2+(2d-y)^2]\}^{\frac{1}{2}}=$$
$$=2q\left[\frac{y}{x^2+y^2}-\frac{2d-y}{x^2+(2d-y)^2}\right]$$

будет равна нулю в плоскости $y=d$, т. е. в плоскости зеркального отражения. Аналогичное утверждение сохраняет силу и для источника, подобием которого является также источник.

Назовем q коэффициентом потока[1] и запишем следующие полезные правила:

1. Потенциал, обусловленный двумя взаимно отраженными источниками-стоками, которые имеют коэффициенты потока противоположных знаков, равен нулю в любой точке зеркальной плоскости отражения.

2. Нормальная производная потенциала, обусловленного двумя взаимно отраженными источниками-стоками, которые имеют одинаковый знак, равна нулю в любой точке плоскости зеркального отражения.

В задачах движения грунтовой воды обычно связывают знак плюс со стоком, а знак минус — с источником (обратное имеет силу в электрических задачах).

С учетом правил 1 и 2 соответствующие отражения, удовлетворяющие условиям 1, 2, 3 и 4, указаны на рисунке 79. Здесь показано только несколько труб, действительных и «отраженных». Они могут рассматриваться по столбцам, или рядам. Столбцы, находящиеся у $x=0, a, 2a, 3a, \ldots$ и у $x=-a, -2a, -3a, \ldots$ обозначены через $m=0, 1, 2, 3, \ldots$ и $m=-1, -2, -3, \ldots$ соответственно. На рисунке показаны только столбцы для $m=0$ и $m=1$. Ряды сгруппированы в пары, которые мы назовем парами рядов, причем центры рисунков этих пар рядов расположены у $y=d, 2h+d, 4h+d, \ldots, -2h+d, -4h+d, \ldots$, причем эти пары рядов обозначаются через $n=0, 1, 2, \ldots, -1, -2, \ldots$ Числа m и n принимают все целочисленные значения, как положительные, так и отрицательные, включая и ноль.

Проверим граничное условие 1. Согласно правилу 2 столбцы труб $m=0$ и $m=1$ удовлетворяют условию 1. То же самое можно сказать и о столбцах $m=-1, 0, 1, 2$; это же имеет место и для столбцов $m=-2, -1, 0, 1, 2, 3$ и т. д.

Рассмотрим теперь условие 2. Столбцы $m=-1$ и $m=0$, а также $m=-2, -1, 0, +1$ и т. д. удовлетворяют условию 2.

[1] Его обычно называют «плотностью» расхода.— *Прим. ред.*

Однако, если из столбцов $m = -2, -1, 0, +1$ мы удалим столбцы $m = -2, -1$, то будет удовлетворено условие 1.

Столбцы $m = -3, -2, -1, 0, +1, +2$ удовлетворяют условию 2, но если из этих столбцов мы удалим столбцы $m = -3, -2$, тогда условие 1 снова будет удовлетворено. Столбцы $m = -3, -2$ находятся на большем расстоянии от плоскости $x = -a/2$, чем $m = -2, -1$. При использовании достаточно большого числа столбцов, чтобы удовлетворить условию 2, те из них, которые должны быть удалены для удовлетворения условия 1, могут удерживаться на таком расстоянии от плоскости $x = -a/2$, какое является желательным. Теперь мы видим, что поскольку число источников и число стоков в столбце одинаково, удаление с целью удовлетворения условию 2 двух из них, расположенных на большом расстоянии от $x = -a/2$, не изменит поток у $x = -a/2$. В результате этого условия 1 и 2 могут быть удовлетворены одновременно.

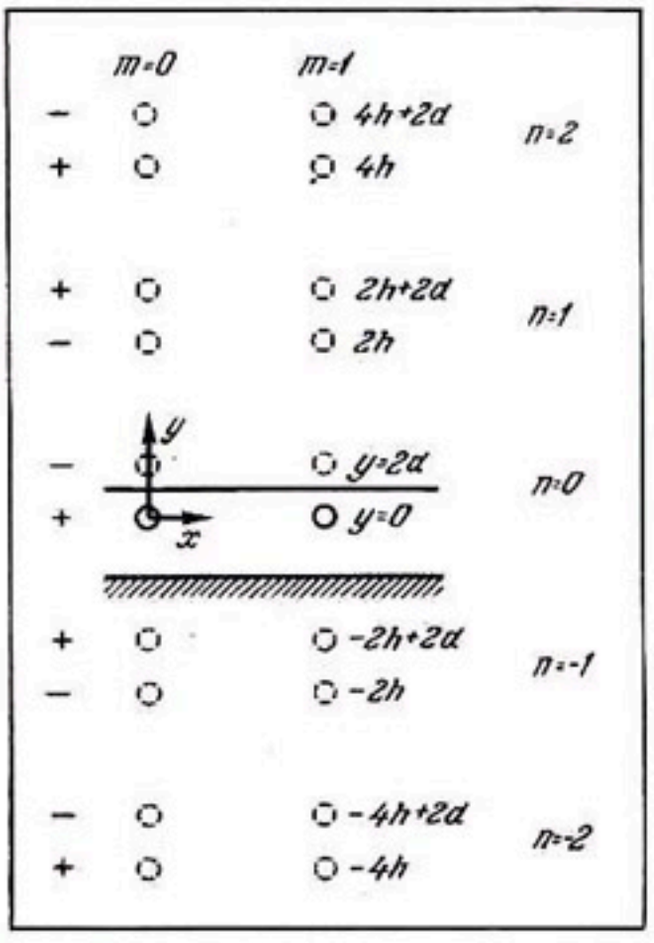


Рис. 79. Подобия, построенные для задачи, иллюстрируемой рисунком 78 (по Киркхему, 1949).

Таким образом, указанный ряд отражений, простирающихся вправо и влево до бесконечности, удовлетворяет условиям 1 и 2.

Рассмотрим теперь условие 3. Вследствие правила 1 потенциал, обусловленный парами рядов $n = 0$, равен нулю при $y + d$; то же самое имеет место при $n = 0, -1, +1$; при $n = 0, -1, +1, -2, +2$ и т. д. Поэтому добавление постоянной $d + t$ к таким потенциалам приводит к потенциалу, который удовлетворяет условию 3.

Теперь рассмотрим условие 4. Вследствие правила 2 нормальная производная потенциала, обусловленная парами рядов ($n = 0, -1$), сводится к нулю при $y = -(h - d)$; то же самое происходит и с нормальной производной, обусловленной парами рядов $n = 0, -1, +1, -2$, и аналогично для пар рядов $n = 0, -1, +1, -2, +2, -3$ и т. д. Поэтому потенциалы, обусловленные такими парами рядов, будут удовлетворять условию 4 (но не условию 3).

Допустим, что используется пара рядов $n = 0, -1, +1, -2, +2$. В этом случае условие 4 не будет удовлетворяться вследствие отсутствия пары рядов $n = -3$. Допустим, что используются пары рядов $n = 0, -1, +1, -2, +2, -3, +3$. Тогда условие 4 снова утратит силу, но теперь уже из-за отсутствия пары рядов $n = -4$. Мы делаем вывод: чем больше пар рядов используется для удовлетворения условия 3, тем дальше удаляется от предела $y = -(h - d)$ пара рядов, которая необходима для удовлетворения условия 3. Поскольку эта пара рядов имеет одинаковое число источников и стоков, то с возрастанием числа пар рядов она будет оказывать все меньшее и меньшее действие на поток у предела $y = -(h-d)$, причем это действие по мере приближения n к бесконечности стремится к нулю. Поскольку n может изменяться от плюс до минус бесконечности, воображаемая система источников и стоков, указанная на рисунке 79, удовлетворяет условиям 3 и 4 так же, как и условиям 1 и 2.

Остается у с л о в и е 5. Чтобы удовлетворить этому условию, необходимо иметь под руками аналитическое выражение для потенциала в точке P в области потока. Такое выражение не нужно было при рассмотрении других условий. Аналитическое выражение может быть получено двумя методами. Можно получить его путем рассмотрения множества подобий, состоящих из комплекса столбцов от $m = -\infty$ до $m = +\infty$, или же путем рассмотрения комплекса пар рядов от $n = -\infty$ до $n = +\infty$. Получим два выражения, имеющие различный вид. Но если каждое из них удовлетворяет условию 5, то они будут равны вследствие теоремы единственности. Независимо от того, как определен этот потенциал (с помощью столбцов или рядов), он будет теперь построен из основного (комплексного) потенциала $2q \ln z$ (уравнение III. 20), причем z будет обозначать расстояние от трубы — действительной или отраженной — до точки, о которой идет речь.

1. *Потенциал столбцов источников-стоков.* Комплексный потенциал w_0, обусловленный столбцом $m = 0$ и равный

$$w_0 = 2q\,(\ln z_0 - \ln z_0' + \ln z_{-1} - \ln z_{-1}' - \ln z_2 + \ln z_2' + \ldots),$$

может быть разделен на две части: w_{01} и w_{02}, где w_{01} — потенциал, обусловленный парами рядов $n = 0, 2, -2, 4, -4, \ldots$, а w_{02} — потенциал, обусловленный парами рядов $n = 1, -1, 3, -3, 5, -5, \ldots$

Далее, выразив z через h и d, находим

$$w_{01} = 2q\left(\ln\frac{z}{z-2di} + \ln\frac{z-4hi}{z-4h-2di} + \ln\frac{z+4hi}{z+4hi-2di} + \ldots\right) =$$

$$= 2q\ln\left(\frac{z}{z-2di}\cdot\frac{z-4hi}{z-4hi-2di}\cdot\frac{z+4hi}{z+4hi-2di}\cdots\right);$$

$$w_{02} = -2q\ln\left(\frac{z-2hi}{z-2hi-2di}\cdot\frac{z+2hi}{z+2hi-2di}\cdot\frac{z-6hi}{z-6hi-2di}\cdot\frac{z+6hi}{z+6hi-2di}\cdots\right).$$

Выражения в скобках как для $\dot{w}_{01}$, так и для w_{02} представляют собой произведения бесконечного числа членов. Эти произведения (см. формулы 422,1 и 422,2—Двайт, 1947) представляют собой отношения рядов синусов или косинусов. Действительно, находим:

$$w_{01} = 2q \ln \frac{\sin \frac{\pi z}{4hi}}{\sin \frac{\pi (z-2di)}{4hi}};$$

$$w_{02} = -2q \ln \frac{\cos \frac{\pi z}{4hi}}{\cos \frac{\pi (z-2di)}{4hi}}.$$

Следовательно, потенциал, обусловленный всеми источниками и стоками в столбце $m = 0$, равен

$$w_0 = 2q \ln \frac{\operatorname{tg} \frac{\pi z}{4hi}}{\operatorname{tg} \frac{\pi (z-2di)}{4hi}}.$$

После ознакомления с рисунком мы приходим к выводу, что потенциал w, обусловленный совокупностью столбцов, равен

$$w = 2q \sum_{m=-\infty}^{\infty} \ln \frac{\operatorname{tg} \frac{\pi (z-ma)}{4hi}}{\operatorname{tg} \frac{\pi (z-ma-2di)}{4hi}} + d + t. \qquad \text{(III,29)}$$

Постоянная $d + t$ прибавляется для того, чтобы удовлетворить условию 4.

Хотя уравнение (III,29) можно считать конечной формой комплексного потенциала, для математических решений в нем необходимо выделить действительную и мнимую части. Пусть φ обозначает действительную часть, а $i\psi$ — мнимую. Тогда

$$\varphi = q \sum_{m=-\infty}^{\infty} \ln \left[\frac{\operatorname{ch} \frac{\pi (x-ma)}{2h} - \cos \frac{\pi y}{2h}}{\operatorname{ch} \frac{\pi (x-ma)}{2h} + \cos \frac{\pi y}{2h}} \times \right.$$

$$\left. \times \frac{\operatorname{ch} \frac{\pi (x-ma)}{2h} + \cos \frac{\pi (2d-y)}{2h}}{\operatorname{ch} \frac{\pi (x-ma)}{2h} - \cos \frac{\pi (2d-y)}{2h}} \right] + d + t; \qquad \text{(III,30)}$$

$$\psi = -2q \sum_{m=-\infty}^{\infty} \left\{ \operatorname{arctg} \left[\operatorname{sh} \frac{\pi (x-ma)}{2h} \cdot \sin \frac{\pi y}{2h} \right] + \right.$$

$$\left. + \operatorname{arctg} \left[\operatorname{sh} \frac{\pi (x-ma)}{2h} \cdot \sin \frac{\pi (2d-y)}{2h} \right] \right\}, \qquad \text{(III,31)}$$

где величина q должна удовлетворять условию 5. Уравнение (III,31) для ψ отличается от данного Киркхемом уравнения (1949, уравнение 7), в котором была ошибка. Ошибку эту обнаружил Дей, и заключается она в знаке. У Киркхема (1949, уравнение 5) последнему члену «$2i$» в этом уравнении должен предшествовать знак плюс, а не минус. Эта ошибка ни в коей мере не влияет на выводы в упомянутой работе, поскольку ошибочное уравнение в вычислениях не использовалось.

По соображениям, рассмотренным в подпараграфе 1 (стр. 189), постоянную q в уравнении (III,30) нельзя выбрать так, чтобы удовлетворить условию 5. Но, приняв в этом случае q таким, чтобы эквипотенциаль, которая проходит через точку $(x, y) = (0, r)$, совпадала с дренажной трубой, мы можем удовлетворить условию 5 приблизительно. Таким образом, подставляя $\varphi = r$, $y = z$ и $x = 0$ в уравнение (III,30) и решая его относительно q, получим после упрощения

$$q = \frac{t + d - r}{f}, \tag{III,32}$$

где

$$f = 2 \ln \frac{\operatorname{tg} \frac{\pi (2d - r)}{4h}}{\operatorname{tg} \frac{\pi r}{4h}} + 2 \sum_{m=1}^{\infty} \ln \left[\frac{\operatorname{ch} \frac{\pi m a}{2h} + \cos \frac{\pi r}{2h}}{\operatorname{ch} \frac{\pi m a}{2h} - \cos \frac{\pi r}{2h}} \cdot \frac{\operatorname{ch} \frac{\pi m a}{2h} - \cos \frac{\pi (2d - r)}{2h}}{\operatorname{ch} \frac{\pi m a}{2h} + \cos \frac{\pi (2d - r)}{2h}} \right], \tag{III,33}$$

а расход Q на единицу длины дренажной трубы оказывается равным

$$Q = 4\pi k q. \tag{III,34}$$

2. Потенциал рядов источников-стоков. Потенциал φ_a и функция тока ψ_a, которые получены в результате рассмотрения множества дренажных труб (рядов, но не столбцов), записываются так:

$$\varphi_a = q_a \sum_{n=-\infty}^{\infty} (-1)^n \ln \frac{\operatorname{ch} \frac{2\pi (y - 2nh)}{a} - \cos \frac{2\pi x}{a}}{\operatorname{ch} \frac{2\pi (y - 2d - 2nh)}{a} - \cos \frac{2\pi x}{a}} + d + t; \tag{III,35}$$

$$\psi_a = 2 q_a \sum_{n=-\infty}^{\infty} (-1)^n \left\{ \operatorname{arctg} \left[\operatorname{th} \frac{\pi (y - 2nh)}{a} \cdot \operatorname{ctg} \frac{\pi x}{a} \right] - \operatorname{arctg} \left[\operatorname{th} \frac{\pi (y - 2d - 2nh)}{a} \cdot \operatorname{ctg} \frac{\pi x}{a} \right] \right\}, \tag{III,36}$$

где величина q_a получена, как и раньше, в результате подстановки $\varphi = r$, когда $y = r$:

$$q_a = \frac{t + d - r}{f_a}; \qquad \text{(III,37)}$$

в равенстве (III37)

$$f_a = 2 \ln \frac{\operatorname{sh} \frac{\pi (2d - r)}{a}}{\operatorname{sh} \frac{\pi r}{a}} - 2 \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \ln \frac{\operatorname{sh}^2 \frac{2\pi n h}{a} - \operatorname{sh}^2 \frac{\pi r}{a}}{\operatorname{sh}^2 \frac{2\pi n h}{a} - \operatorname{sh}^2 \frac{\pi (2d - r)}{a}}. \qquad \text{(III,38)}$$

Расход Q_a на единицу длины дрены составляет, как установлено решением для рядов источников-стоков,

$$Q_a = 4\pi k q_a. \qquad \text{(III,39)}$$

Выражения уравнений (III,30) и (III,35) для φ и φ_a, а также уравнений (III,31) и (III,36) для ψ и ψ_a имеют различный вид, но они должны быть равны между собой — φ и ψ_a равны в пределах константы — благодаря теореме единственности (раздел 2). Точно так же Q и Q_a должны быть равны согласно вышеупомянутой теореме, так как оба эти выражения расхода являются точными для трубы, имеющей форму эквипотенциали $\varphi = r$, проходящей через точку $(x, y) = (0, r)$. Таким образом из уравнений (III,34) и (III,39) имеем $4\pi k q = 4\pi k q_a$. Из этого следует, что $q = q_a$, или из уравнений (III,32) и (III,37) $f = f_a$. Следует сказать, что если вышеприведенные результаты правильны, то f и f_a должны быть тождественно равны. Чтобы проверить это, подставляем $r = \frac{1}{4}$, $d = 4 + \frac{1}{8}$, $2d = 8 + \frac{1}{4}$, $2d - r = 8$, $h = 16$ и $a = 32$ в уравнения (III,33) и (III,38). Находим, что

$$f = \ln \frac{\operatorname{tg} \frac{\pi}{8}}{\operatorname{tg} \frac{\pi}{256}} + \sum_{m=1}^{\infty} \ln \left[\frac{\operatorname{ch} m\pi + \cos \frac{\pi}{128}}{\operatorname{ch} m\pi - \cos \frac{\pi}{128}} \cdot \frac{\operatorname{ch} m\pi - \cos \frac{\pi}{4}}{\operatorname{ch} m\pi - \cos \frac{\pi}{4}} \right]; \qquad \text{(III,40)}$$

$$f_a = \ln \frac{\operatorname{sh} \frac{\pi}{4}}{\operatorname{sh} \frac{\pi}{128}} - \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \ln \frac{\operatorname{sh}^2 n\pi - \operatorname{sh}^2 \frac{\pi}{128}}{\operatorname{sh}^2 n\pi - \operatorname{sh}^2 \frac{\pi}{4}}. \qquad \text{(III,41)}$$

Производя вычисления до $m = 4$ по уравнению (III,40), находим

$$f = 3{,}519028 + 0{,}050751 + 0{,}002188 + 0{,}000093 + 0{,}000005 = 3{,}57207$$

с точностью до пятого десятичного знака.

Вычисление по уравнению (III.41) до $n = 2$ дает

$$f_a = 3{,}566406 + 0{,}005678 - 0{,}000011 = 3{,}57207$$

с точностью до пятого десятичного знака.

Таким образом установлена правильность теоремы единственности. Следует указать, что главный член уравнения дает ответ с точностью до 1 % в каждом случае.

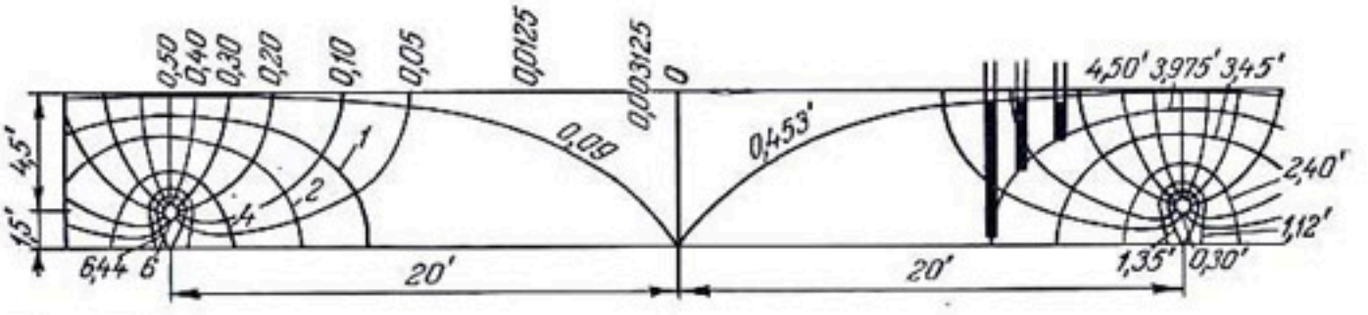


Рис. 80. Сетка токов для расположенных на одинаковом расстоянии дренажных трубок, работающих полным сечением. Эти трубки диаметром 18,3 см (0,60 фута) отстоят друг от друга на 12,2 м (40 футов), заглублены в водоносный слой на 1,22 м (4,5 фута) и находятся в затопленной почве, лежащей на непроницаемом слое, который расположен на глубине 1,83 м (6 футов). На левой половине рисунка эквипотенциали обозначены условными единицами 1, 2, 4, ... На правой половине указан гидравлический напор относительно горизонтальной плоскости (в футах), проходящей через оси дрен. Пьезометры показывают напор воды 3,975 фута (1,21 м) на эквипотенциали 3,975 фута. Почва насыщена водой. Глубина слоя скопившейся воды бесконечно мала. Линии тока обозначены только на левой половине чертежа цифрами 0,50; 0,40; 0,30...; разность любых этих двух цифр дает значение той части полного расхода трубы, которая попадает в трубу между рассматриваемыми линиями тока. По Киркхему (1949).

Сетка токов, которая определена из выражений для φ или φ_a и ψ или ψ_a, дана на рисунке 80. По концентрации линий тока над трубами мы видим, что значительная часть потока поступает в грунт через сравнительно небольшую площадь, находящуюся над дренажной трубой, причем меньше 5 % потока поступает через площадь, ограниченную координатами $x = 10$ футам (3,05 м) и $x = 20$ футам (6,1 м). Расстояние между трубами составляет 40 футов (12,2 м). Такая концентрация воды над трубами свидетельствует, что в полевых условиях поверхность почвы над трубами должна быть ниже, чтобы скопившаяся вода свободно могла стекать к месту, где она легко проходит в почву. Высокая засыпка траншеи для труб нежелательна.

Сетка течения также показывает, что значительная часть воды (примерно 40%) попадает в дренажную трубу через ее нижнюю часть. Следовательно, если хотят получить максимальный приток к дрене, то трубу не следует располагать вблизи непроницаемого слоя. Чтобы проверить это положение, автор провел опыты с резервуаром, наполненным песком, в котором дренажные трубки (цилиндрические проволочные сетки) были расположены сначала на непроницаемом слое (на дне резервуара), а затем помещены на некотором расстоянии от него. Было обнаружено, что приток возрастал, когда трубки устанавливались выше, несмотря на тот факт, что разница гидравлических напоров у поверхности почвы и у дренажной трубки при подъеме ее уменьшалась. Но, очевидно, с повышением места укладки дренажных труб расход воды будет увеличиваться не все время. В какой-то момент увеличение расхода, обусловленное улучшением входа воды снизу трубы, будет компенсироваться потерей части потока, обусловленной уменьшением гидравлического напора. Используя уравнение (III,39), в котором расстояние a между дренами было принято равным бесконечности (так что сумма в уравнении (III,38) была равна нулю), Киркхем (1941, 1948) теоретически показал, что для дренажных труб диаметром 15,3 см (6 дюймов) при нахождении непроницаемого слоя на глубине 1,83 м (6 футов) расход Q на единицу длины трубы за единицу времени будет максимальным при расположении оси дренажной трубы на расстоянии 1,37 м (4,5 фута) от поверхности почвы. Следует подчеркнуть, что такой результат имеет место для условий скопившейся воды. Если поверхность грунтовых вод расположена ниже поверхности почвы, то интенсивность дренирования будет больше, если труба расположена ниже. Кажется справедливым утверждение о том, что не следует закрывать доступ воды к трубе снизу, помещая дрену наполовину в непроницаемый слой грунта. Решение задачи для трубки, частично помещенной в непроницаемом слое, рассматривается подробнее в упомянутой выше работе Киркхема.

В заключении этого раздела приведены несколько экспериментальных линий тока, полученных в резервуаре с песком (лицевая сторона резервуара сделана из стекла — рис. 81). Линии были получены путем помещения красящего вещества на поверхность почвы у стеклянной стенки. Когда было достигнуто установившееся движение, линии сфотографировали. Теоретические точки для линий тока, которые даны уравнениями (III,31) или (III,36), были затем нанесены на фотографии. Как видно по этим фотографиям, имеется хорошее совпадение данных теории и опыта.

Интересно проследить историю этого вопроса. Задача этого раздела была решена аналитически автором перед второй мировой войной (Киркхем, 1940 b, 1941), но со всеми аналитическими выво-

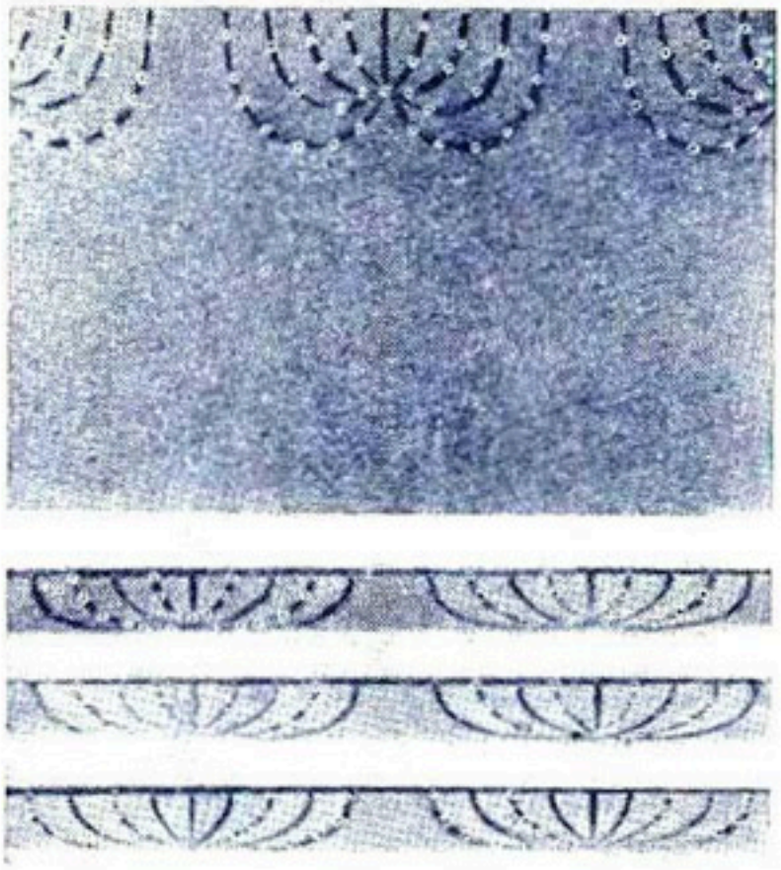


Рис. 81. Сравнение опытных и теоретических линий тока, соответствующих случаям, когда поверхность водоупора находится на большой и малой глубине. Белые кружочки соответствуют теоретическим решениям и нанесены на линии тока, полученные путем фотографирования их в резервуаре с песком (стенка резервуара стеклянная). По Киркхему (1941).

дами была опубликована только после войны. После выхода этой работы (Киркхем, 1949) автор этой статьи получил письмо от В. В. Ведерникова, который заявил, что он решил эту и другую задачу (Ведерников, 1939, стр. 160—170, стр. 170—174), о которой упоминает автор (Киркхем, 1948). Решения Ведерникова выражены в эллиптических функциях и, следовательно, отличаются по форме от результатов, приведенных выше. Густафсон (1946, стр. 47—57, 77—84), который, очевидно, не знал работ этих авторов, также решил эту задачу или подобную ей в выражениях эллиптических функций. Все указанные решения правильны. Однако формула, предлагаемая автором, значительно проще для вычислений, чем формулы, использующие эллиптические функции, если, как это чаще бывает на практике, расстояние между трубами значительно больше глубины их залегания. В действительности, если использовать уравнения (III,30) и (III,31) для непроницаемого слоя, расположенного на малой глубине, и уравнения (III,35) и (III,36) — для непроницаемого слоя на большой глубине, то достаточно взять только один-два члена бесконечного ряда для

получения результата с точностью до 99% или даже с большей точностью, как это видно из математических вычислений, которые были сделаны выше по уравнению (111,41). Результаты Ведерникова и Густафсона заслуживают внимания, так как бесконечные ряды не представляют решение в явном виде. Автор благодарен профессору Максу Л. Шмидту за перевод работы Ведерникова[1].

§ 2. Трубы в слоистом грунте

Предположим, что на месте непроницаемого слоя, поверхность которого расположена на глубине h, как показано на рисунке 78, находится слой с проницаемостью, отличной от проницаемости находящегося над ним грунта, и пусть этот слой простирается вниз на большую глубину до непроницаемого слоя. В этом случае расположение дрен может быть представлено так, как показано на рисунке 82, где φ_1 и k_1 обозначают теперь потенциал и коэффициент фильтрации верхнего слоя, а φ_2 и k_2 — те же характеристики нижнего слоя. Остальные геометрические величины на рисунке 82 такие же, как и на рисунке 78.

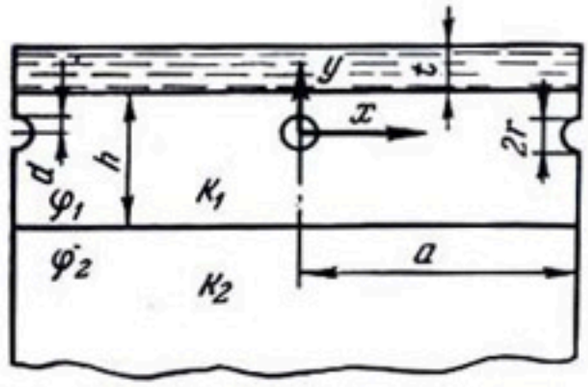


Рис. 82. На чертеже изображен ряд трубок, расположенных на одинаковом расстоянии друг от друга в грунте, состоящем из верхнего слоя с коэффициентом фильтрации k_1 и нижнего слоя с коэффициентом фильтрации k_2.

Решение задачи, представленной на рисунке 82, труднее, чем решение задачи на рисунке 78, но и оно было получено Киркхемом (1951), который пользовался методом зеркального отражения. Необходимая совокупность отражений отличается, прежде всего, от таковой на рисунке 78 тем, что различные значения q должны соответствовать различным рядам бесконечной совокупности. Дальнейшие затруднения со-

[1] Трудно согласиться с утверждением автора о преимуществах его решения, полученного, как видел читатель, весьма сложным путем и имеющего конечный результат в виде рядов. Решение В. В. Ведерникова (см. его «Теорию фильтрации») значительно проще и яснее. Оно получено путем прямого применения конформных отображений, и, что главное, результаты даны в явном виде, позволяющем анализировать влияние отдельных факторов на работу дренажа в общем виде (а не на примерах). Наконец, для практического использования это решение значительно проще, так как для практически важных «крайних» случаев (относительно близкий водоупор, глубокий водоупор) эллиптические функции вырождаются в элементарные и конечные расчетные формулы предельно просты.— *Прим. ред.*

стоят в том, что решения будут различными для случая, когда дрены расположены в верхнем слое, и в случае, когда они находятся в нижнем слое. Тем не менее эта задача была подробно разработана, и было установлено, например, для дренажных труб, расположенных в верхнем слое и работающих полным сечением (при обозначении $v=\frac{k_1-k_2}{k_2+k_2}$, $k_1\neq k_2$), что потенциал (гидравлический напор) φ_1 определяется равенством

$$\varphi_1 = q\left\{\ln\frac{\operatorname{ch}\frac{2\pi y}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}{\operatorname{ch}\frac{2\pi(y-2d)}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}+\right.$$
$$+v\ln\frac{\operatorname{ch}\frac{2\pi(y+2h-2d)}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}{\operatorname{ch}\frac{2\pi(y+2h)}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}-$$
$$-v\ln\frac{\operatorname{ch}\frac{2\pi(y-2h)}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}{\operatorname{ch}\frac{2\pi(y-2h-2d)}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}-$$
$$-v^2\ln\frac{\operatorname{ch}\frac{2\pi(y+4h-2d)}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}{\operatorname{ch}\frac{2\pi(y+4h)}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}+$$
$$+v^2\ln\frac{\operatorname{ch}\frac{2\pi(y-4h)}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}{\operatorname{ch}\frac{2\pi(y-4h-2d)}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}+$$
$$\left.+v^3\ln\frac{\operatorname{ch}\frac{2\pi(y+6h-2d)}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}{\operatorname{ch}\frac{2\pi(y+6h)}{a}-\cos\frac{2\pi x}{a}}-\cdots\right\},$$

где $q=\frac{(t+d-r)}{f}$;

$$f=2\left\{\ln\frac{\operatorname{sh}\frac{\pi(2d-r)}{a}}{\operatorname{sh}\frac{\pi r}{a}}+v\ln\left[\frac{\operatorname{sh}\frac{\pi(r+2h)}{a}}{\operatorname{sh}\frac{\pi(r+2h-2d)}{a}}\cdot\frac{\operatorname{sh}\frac{\pi(2h-r)}{a}}{\operatorname{sh}\frac{\pi(2h+2d-r)}{a}}\right]-\right.$$
$$\left.-v^2\ln\left[\frac{\operatorname{sh}\frac{\pi(r+4h)}{a}}{\operatorname{sh}\frac{\pi(r+4h-2d)}{a}}\cdot\frac{\operatorname{sh}\frac{\pi(4h-r)}{a}}{\operatorname{sh}\frac{\pi(4h+2d-r)}{a}}\right]+\cdots\right\}.$$

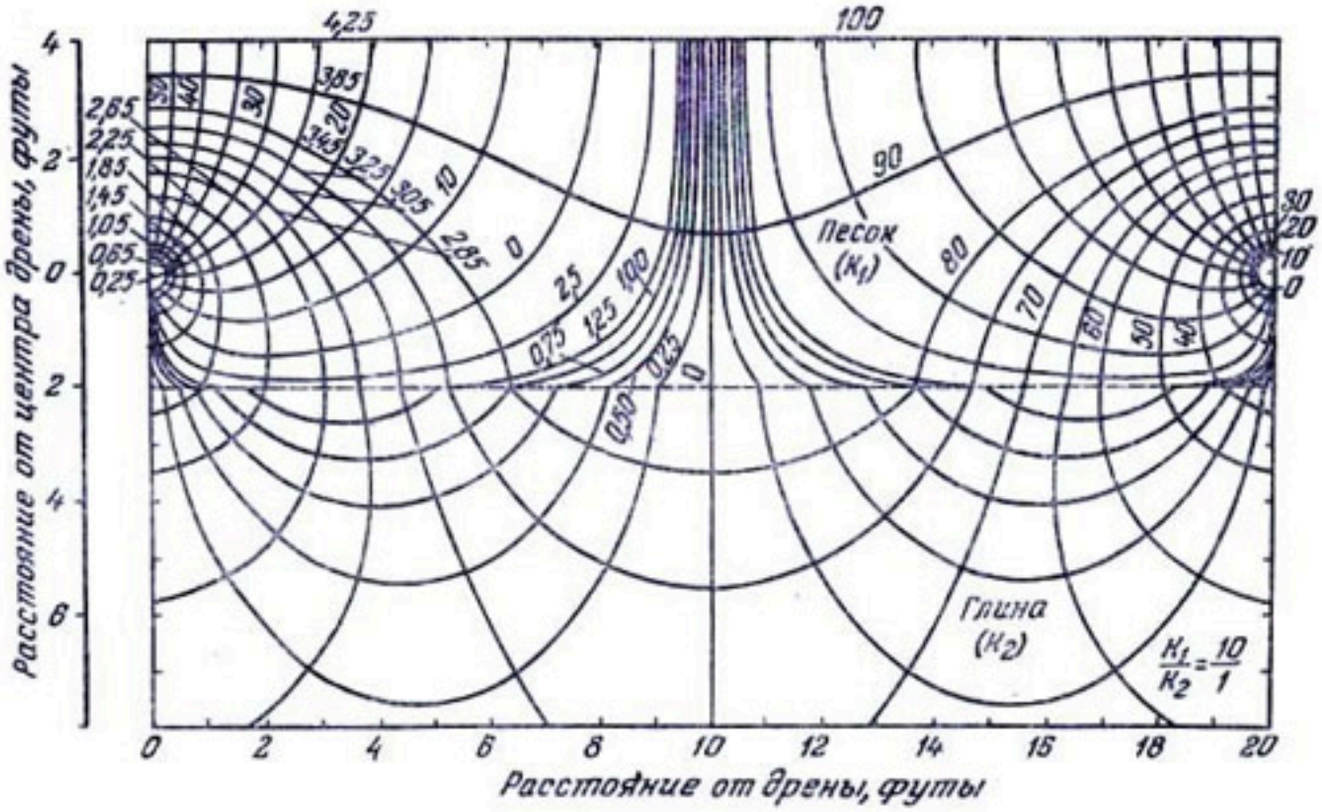


Рис. 83. Сетка токов для дренажных труб, показанных на рисунке 82. Величины гидравлического напора 4,25; 3,85 и т. д., показанные слева, относятся к поверхностному слою скопившейся воды глубиной 0,25 фута. По Киркхему (1951).

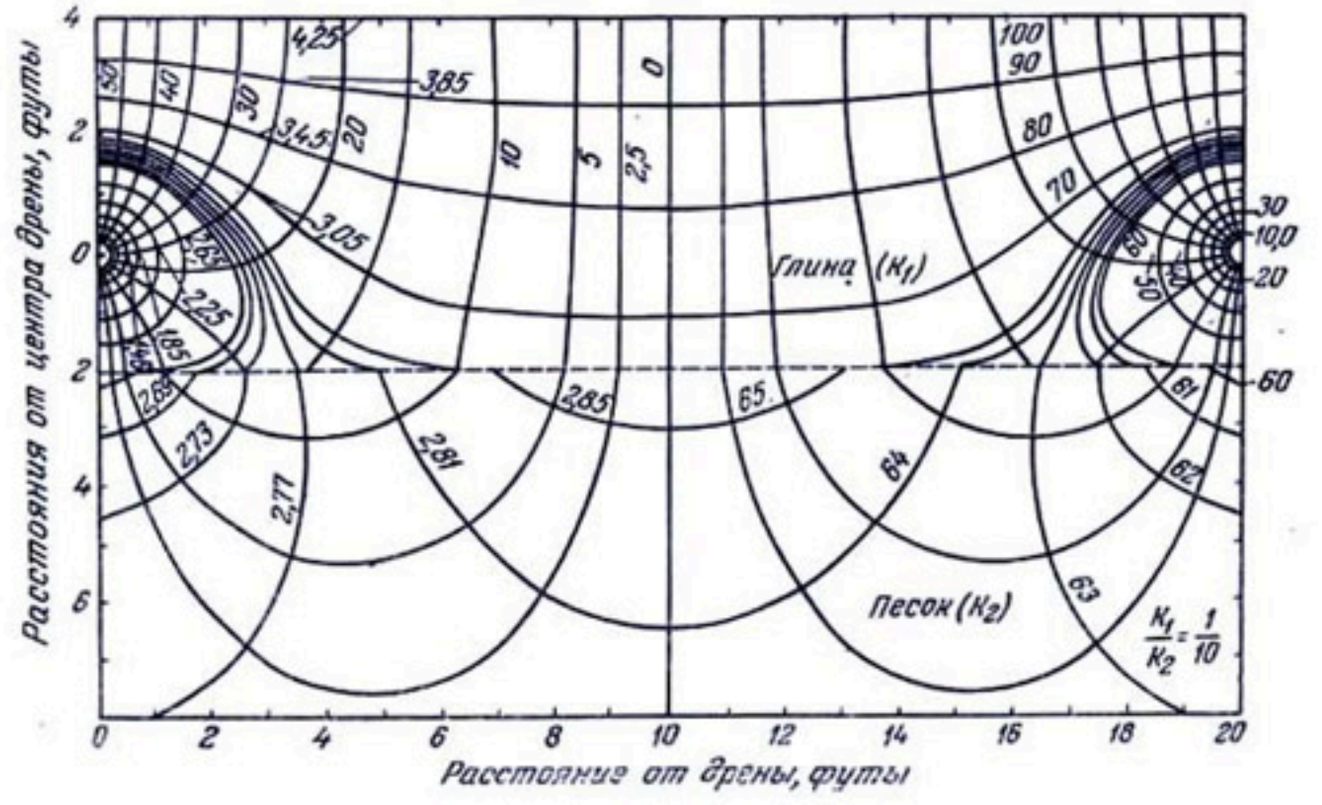


Рис. 84. Сетка токов, аналогичная схеме, изображенной на рисунке 83; разница заключается лишь в том, что п е с о к и г л и н а на этом рисунке поменялись местами. По Киркхему (1951).

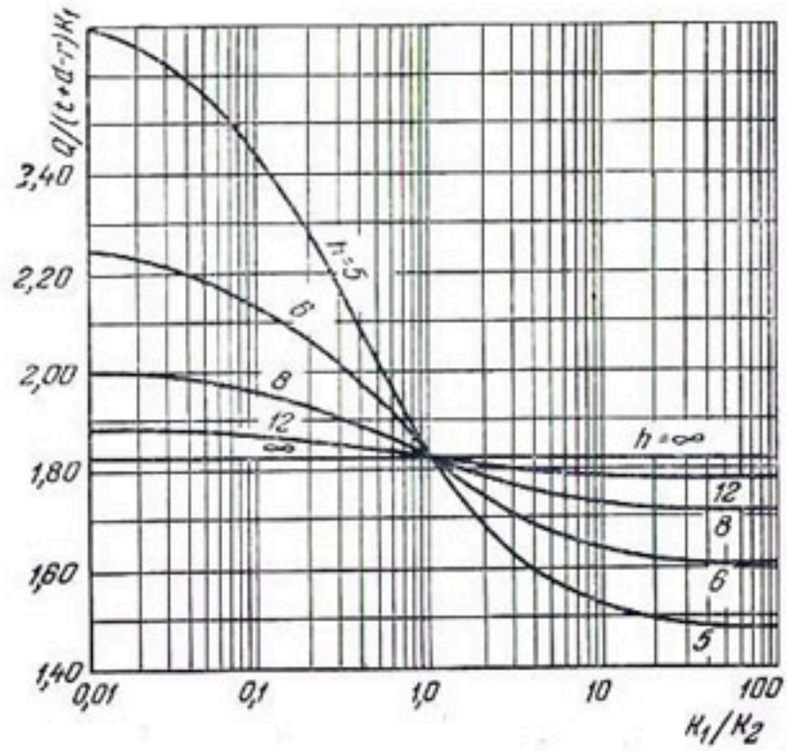


Рис. 85. Кривые зависимости величины $Q/(t+d-r)\,k_1$ от отношения k_1/k_2; если k_1 выражено в футах/сутки, а $(t+d-r)$ — в футах, то фильтрационный расход на единицу длины дренажной трубки выражен в куб. футах/сутки на погон. фут. По Киркхему (1951).
a=100 футов; d=4 фута; r=1/4 фута; h=5, 6, 8, 12, ∞ футов.

Расход Q на единицу длины дренажной трубы составляет $Q = 4\pi k_1 q$.

Сетка токов для случая $k_1 > k_2$ показана на рисунке 83, а для случая $k_1 < k_2$—на рисунке 84. Кривые, иллюстрирующие, как изменяется Q в зависимости от отношения $\frac{k_1}{k_2}$, даны на рисунке 85. Рисунки 83—85 даны для дренажной трубы, находящейся в верхнем слое.

§ 3. Трубы в слоистом грунте, где траншея засыпана почвой верхнего слоя

Когда грунт не имеет структуры горизонтальных напластований, то аналитическое решение задачи скопившейся воды становится чрезвычайно трудным. Даже когда имеется только два горизонтальных слоя, то и в этом случае, как мы видели, задача является довольно сложной. Чтобы решить наиболее трудные задачи, встречающиеся на практике, можно воспользоваться численным анализом, что и было сделано Лютином и Гаскеллом (1950). Они рассмотрели следующий вопрос: насколько увеличится интенсивность

дренирования верхнего слоя высотой 2 фута (61 см), если расположить дренажную трубу на глубине 4 фута (1,22 м) в почве, которая имеет 2 фута (61 см) хорошо проницаемой поверхностной почвы, под которой находится менее проницаемая почва, при условии, что траншея, куда укладывается дрена, будет засыпана более проницаемой почвой. На рисунке 86 показаны эквипотенциали для случая, когда коэффициент фильтрации верхнего слоя в в 100 раз больше коэффициента фильтрации нижнего слоя. Были также построены эквипотенциали для $\frac{k_1}{k_2} = 1$; 5 и 10, а из этих графиков были получены значения Q (таблица 10). Таблица показывает, что уменьшение расхода приблизительно одинаково как при $\frac{k_1}{k_2} = 5$, так и при $\frac{k_1}{k_2} = 100$, что говорит о том, что влияние слоя k_2 при $\frac{k_1}{k_2} > 5$ незначительно.

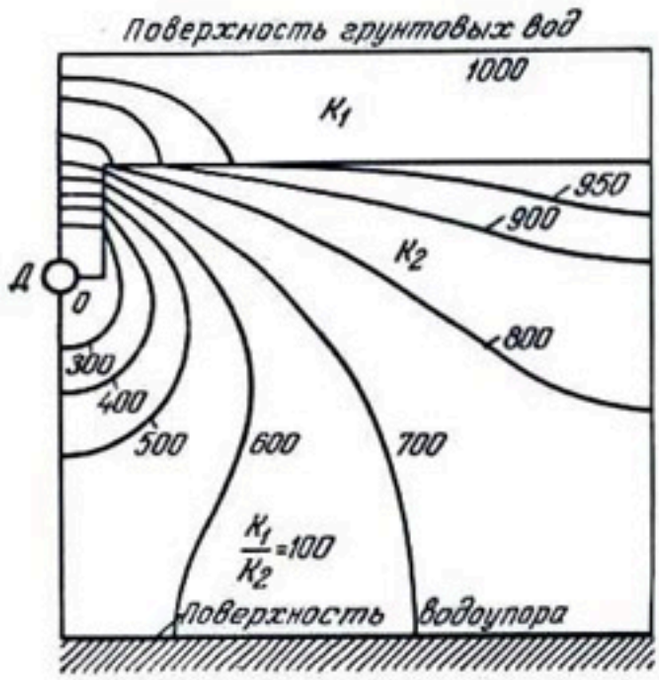


Рис. 86. Эквипотенциали для дренажной трубки в двухслойном подпертом грунте с коэффициентами фильтрации k_1 и k_2, когда поверхностная почва с k_1 используется для обратной засыпки траншеи. Буквой *Д* обозначена дрена. По Лютину и Гаскеллу (1950).

В отношении задач, поставленных Лютипом и Гаскеллом, следует указать, что эти авторы выяснили следующее. Если гончарная труба находится на глубине 61 см (2 фута) и k_2 по существу равняется нулю, то расход составит 2,371 куб. фута в сутки. Понижение трубки до уровня 1,22 м (4 фута) при обратной засыпке поверхностным слоем почвы приводит к увеличению расхода только на $\frac{2{,}586-2{,}371}{2{,}371}$, или на 9,1% (число 2,586 взято из вывода на стр. 215). Это незначительное улучшение (менее 10%), как правило, не оправдывает затрат на дополнительную выемку грунта для увеличения глубины траншеи на 61 см (2 фута), если мы имеем дело только со скопившейся водой. В естественных условиях, когда поверхность грунтовых вод находится ниже поверхности земли, более глубокий гончарный дренаж может работать лучше[1].

[1] Рассматриваемый в настоящем параграфе вопрос имеет большое практическое значение при осушении тяжелых по составу пахотных земель (способом «закрытых собирателей»). В СССР ему посвящен ряд исследований, которые проводили Х. А. Писарьков, В. И. Розин, А. И. Климко, И. М. Кри-

Расход потока для случая, показанного на рисунке 86 $\left(\frac{k_1}{k_2}=100\right)$, и для случаев, когда $\frac{k_1}{k_2}=1$; 5 и 10*

$\frac{k_1}{k_2}$	q, куб. футы/сутки	Относительный расход
1	6,289	100
5	2,905	46,1
10	2,667	42,4
100	2,586	41,1

* По Лютину и Гаскеллу (1950).

§ 4. Трубы в слое, расположенном между двумя менее проницаемыми слоями (задача трех слоев)

Лютин (1953), используя электромоделирование, получил решение для эквипотенциалей и притока воды в трубчатые дрены для интересной задачи слоистого грунта, состоящего из трех слоев (рис. 87). Один из слоев, в котором были расположены дренажные трубки (наиболее проницаемый), имел коэффициент фильтрации k_2 и находился между менее проницаемыми слоями с проводимостью k_1. Лютин исследовал случай, когда наиболее проницаемый слой имеет толщину 61 см, и лежит над и под слоем грунта меньшей проводимости k_1 толщиной 91,5 см, а на глубине 2,4 м расположен совершенно непроницаемый грунт. Он нашел, что трубки диаметром 15,2 см, которые находятся в наиболее проницаемом слое на расстоянии 12,2 м друг от друга и оси которых расположены на глубине 1,22 м, заберут при $k_2 = 4k_1$ в 2,1 раза больше воды, чем при $k_2 = k_1$. Для случая $k_2 = 20k_1$ величина 2,1 возрастает до

воносов, С. М. Перехрест, С. Ф. Аверьянов, К. А. Мяги, В. А. Попат, Ц. Н. Шкинкис и др. (см., например, «Временные технические указания по проектированию закрытых осушительных систем», изд. МСХ РСФСР, М., 1963). Эти исследования показывают, что в реальных условиях освобождение пахотного (более проницаемого слоя) от верховодки происходит как за счет поглощения стока засыпкой, так и за счет фильтрации через подпахотный слой и испарение. При этом ввиду резкого отличия градиентов при движении воды по пахотному и подпахотному слоям роль последнего значительно больше, чем это определяется отношениями коэф. фильтрации (например, как это получается у Киркхема: $k_1/k_2 = 5$). Поэтому выводы, полученные автором исходя из схемы «скопившейся воды» (то есть при затоплении всей поверхности почвы водой, в том числе и над траншеей), о малом значении подпахотного слоя несостоятельны для реальных условий.— *Прим. ред.*

3,70. Лютин также показывает, как меняется приток к трубам, когда они находятся на различных глубинах, а именно: выше, внутри и ниже слоя с коэффициентом фильтрации k_2. Если k_2 больше, чем $2k_1$, то максимальный расход, поступающий в трубку, будет иметь место при расположении ее в слое с коэффициентом

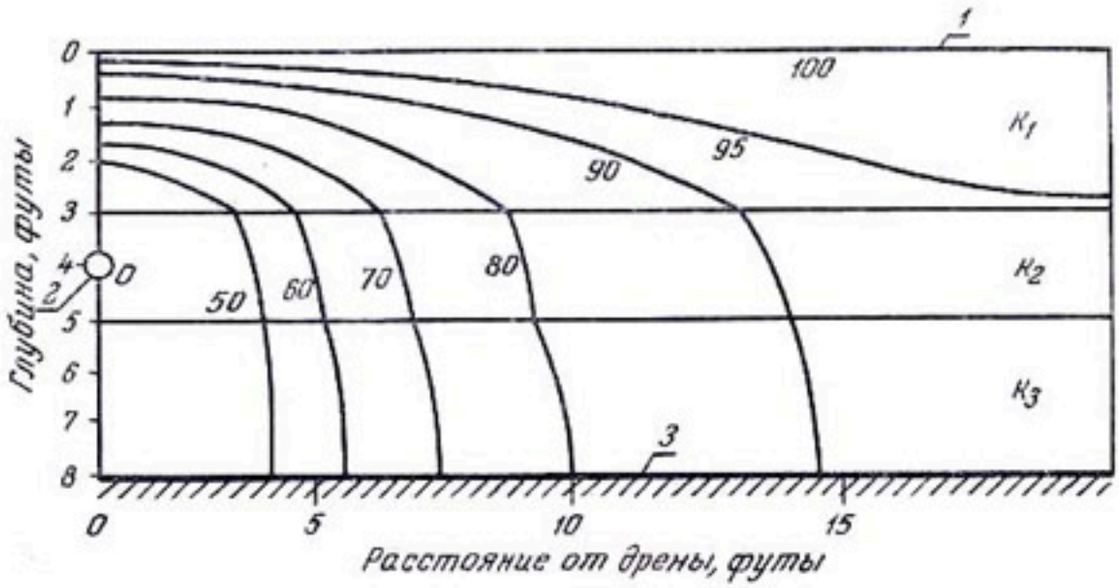


Рис. 87. Распределение гидравлического напора в трехслойном грунте при расположении дренажных труб в наиболее проницаемом слое с гидравлической проводимостью k_2. Здесь $k_1 = k_3$, а $k_2 = 4k_1$. По Лютину (1953):
1 — поверхность почвы (скопившаяся вода); *2* — дрена; *3* — поверхность водоупора.

фильтрации k_2. При $k_2 < 2k_1$ большее значение расхода дренажной трубы может быть получено при укладке трубы в менее проницаемом слое на более глубоких отметках.

В частности, если $k_1 = k_2$, расход труб будет увеличиваться с глубиной погружения трубки до тех пор, пока расстояние до водоупора не составит около 0,6 м (2 фута); затем поступление воды уменьшается. Это явление наблюдалось также Киркхемом (1941, 1948) в опытах по фильтрации в песчаных моделях, упоминавшихся выше.

5. ТРУБЧАТЫЙ ДРЕНАЖ В ГРУНТЕ, ПОДСТИЛАЕМОМ ВОДОНОСНЫМ ПЛАСТОМ

Рассмотренные задачи были связаны с трубчатым дренажем в грунте, подстилаемом непроницаемым слоем. Случаи, когда грунт подстилается водоносным слоем, рассматриваются ниже.

§ 1. Дренажные трубы в однородном грунте

Фар и Гарднер (1933), очевидно, являются первыми исследователями, которые изучили проблему трубчатого дренажа в грунте, лежащем на водоносном пласте. Их цель была определить, каким должно быть расстояние a между трубами (рис. 88), чтобы воспрепятствовать скоплению воды в точке P, находящейся на поверхности почвы в середине между дренами (высота воды b в вертикальной трубке показана на рисунке, трубы имеют радиус r, глубина их закладки равна d, толщина глинистого покрова составляет h). Полагая, что поток, подходящий к трубе, состоит из радиальных и линейных компонентов, они получили приближенное значение искомого расстояния. Решение было уточнено Маскетом (1937) и в дальнейшем Киркхемом (1940). Уравнение Киркхема для обозначений, показанных на рисунке 38, имеет следующий вид:

$$\frac{d}{b} = \frac{\ln \dfrac{\operatorname{cth} \dfrac{\pi d}{a}}{2 \operatorname{sh} \dfrac{\pi r}{a}} + \dfrac{1}{2} \sum_{n=1}^{j} (-1)^n \ln \operatorname{cth} \dfrac{2\pi n h}{a}}{\dfrac{2\pi h}{a} - \ln \left(2 \operatorname{ch} \dfrac{\pi d}{a} \right)}, \qquad (\text{III},42)$$

$$j = 2,\ 4,\ 6,\ \ldots,\ \infty.$$

Уравнение (III,42) не дает явного решения для определения расстояния a, но график зависимости b от a дает требуемые данные. Найдено, например, что для труб диаметром 22,8 см (9 дюймов) при глубине закладки дрен, равной $d = 2{,}7$ м (9 футов) и высоте верхнего слоя $h = 15{,}25$ м (50 футов), зависимость между b и a выражается следующим образом: при $b = 13$ футам (2,96 м), $a = 41$ футу (12,5 м); $b = 4{,}51$ фута (1,37 м), $a = 82$ футам (25 м); $b = 0{,}97$ фута (29,6 см), $a = 164$ футам (50 м). Это те величины, при которых восходящие вверх под артезианским давлением токи воды, ослабевая, не имеют возможности прорваться на поверхность почвы между трубами.

Когда $\dfrac{h-d}{a}$ меньше примерно $^1/_2$, членом, содержащим сумму в уравнении (III,42), можно пренебречь, и уравнение после некоторых преобразований будет эквивалентным решению Маскета (1937, стр. 350), для которого получены необходимые кривые.

Уравнение (III,42) уточняет первоначальное решение, но и оно не дает точного решения, т. к. в нем, как и в других уравнениях, мы пренебрегли кривизной свободной поверхности между точкой P и дренажной трубой (см. рис. 88). Следует также указать и на то, что грунт практически не обладает одинаковой проницаемостью на всей рассматриваемой толще, начиная от гравия арте-

зианского слоя и кончая поверхностью почвы. Обычно в природе над водоносным слоем существует очень плотный плохо проницаемый слой глины, в то время как около поверхности грунт относительно проницаем. В этом случае решение задачи лучше получить, пренебрегая влиянием артезианского давления и рассматривая задачу трубчатого дренажа, расположенного над непроницаемым слоем, как это делалось выше.

Уравнение (111,42) не включает коэффициента фильтрации. Имеется много дренажных задач, где эта величина в конечном уравнении отсутствует. Например, линии тока могут иметь в глине такую же форму, как и в песке, другими словами, функция тока ψ будет одинакова для любого из этих материалов. Чтобы доказать это, автор провел исследования на песчаной модели (рис. 89) в резервуаре со стеклянной передней стенкой. В первой серии опытов (см. рис. 89, *а* и *б*) одна половина резервуара (соответствующая на рисунке 88 точкам справа от вертикальной линии, проходящей через точки A и P) была наполнена крупным песком, а другая (левая) — мелким песком, причем эти два материала были разделены тонким листом металла. Крупный песок был предназначен для моделирования песчаного или высоко проницаемого грунта в естественных условиях, а мелкий песок — для моделирования глины или менее проницаемого грунта. Для выявления направления линий токов вносился красящий материал у гравийной прослойки. Тонкий лист металла был удален, затем было создано артезианское давление, дрены были открыты для стока, и было достигнуто установившееся движение.

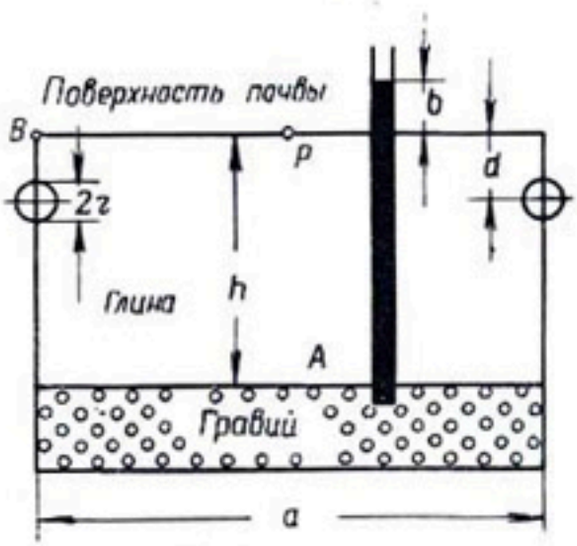


Рис. 88. Изображение ряда дренажных трубок, находящихся в грунте, лежащем на артезианском гравии. Напора воды в гравии достаточно, чтобы поддерживать столб воды в вертикальной трубке (пьезометре) на высоте b над поверхностью почвы.

Можно было бы ожидать, что бóльшая часть линий тока пройдет через грубый песок и только небольшая часть этих линий будет находиться в мелком песке со значительно меньшей проницаемостью. Однако это предположение не подтвердилось. Рисунок 89, *а* и *б* показывает, что форма линий тока в мелком песке такая же, как и в грубом песке. Вертикальная плоскость, в которой был расположен барьер из листового металла, оказалась плоскостью симметрии. Далее, и удаление металлического экрана не оказало никакого влияния на форму линий тока. Симметричная форма

линий тока не наблюдалась бы, если бы грунт на каждой из сторон не был однородным. Слоистость грунта на одной стороне модели нарушила бы симметрию, и причина этого была бы в том, что доля потери напора не была бы одинаковой в симметричных точках по обе стороны модели. На рисунках 89, *а* и *б* пьезометры показывают совершенно одинаковые давления в точках плоскости симметрии, где первоначально находился экран из листового металла.

На рисунках 89, *в* и *г* показаны другие модельные опыты. Эти испытания отличаются тем, что они проводились в песке с одной и той же проводимостью во всем резервуаре (выше артезианской гальки), но были проведены с целью демонстрации прорыва артезианской воды на поверхность почвы. На рисунке 89, *в* линии тока показывают, что артезианского давления недостаточно, чтобы вызвать прорыв воды между дренами. Этой модели соответствуют следующие параметры (рис. 88): $a = 25$ м (82 фута), $2r = 22{,}8$ см (9 дюймов), $h = 15{,}25$ м (50 футов), $d = 2{,}75$ м (9 футов) и $b = 1{,}22$ м (4 фута). Теоретически (уравнение III,42) величина b должна превысить приблизительно 1,37 м — только после этого сможет произойти прорыв воды. На рисунке 89, *г* прорыв действи-

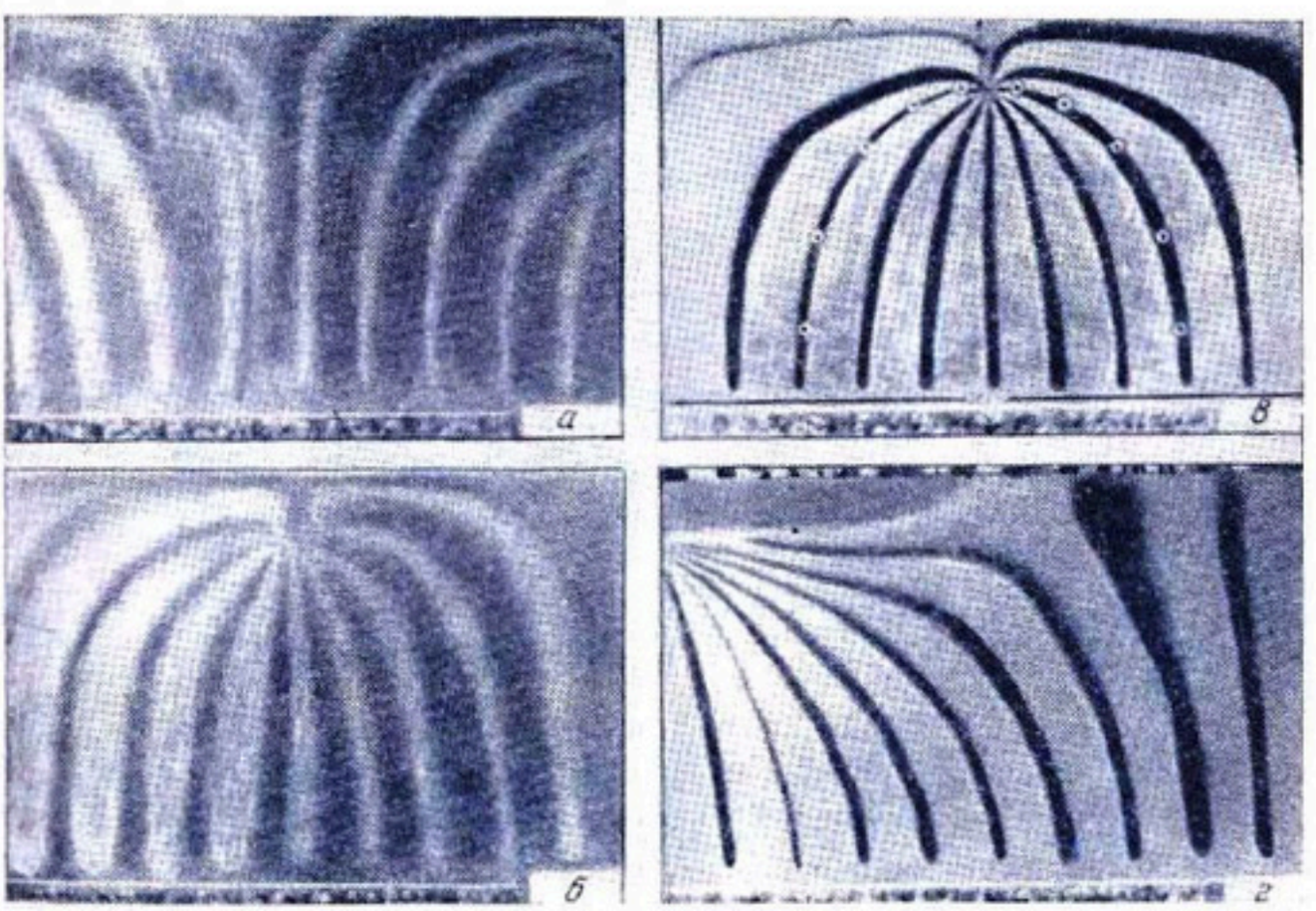


Рис. 89. Испытания на моделях в резервуаре с песком со стеклянной передней стенкой. Линии токов обусловлены артезианским давлением в водоносном пласте (галька ниже песка). По Киркхему (1940а).

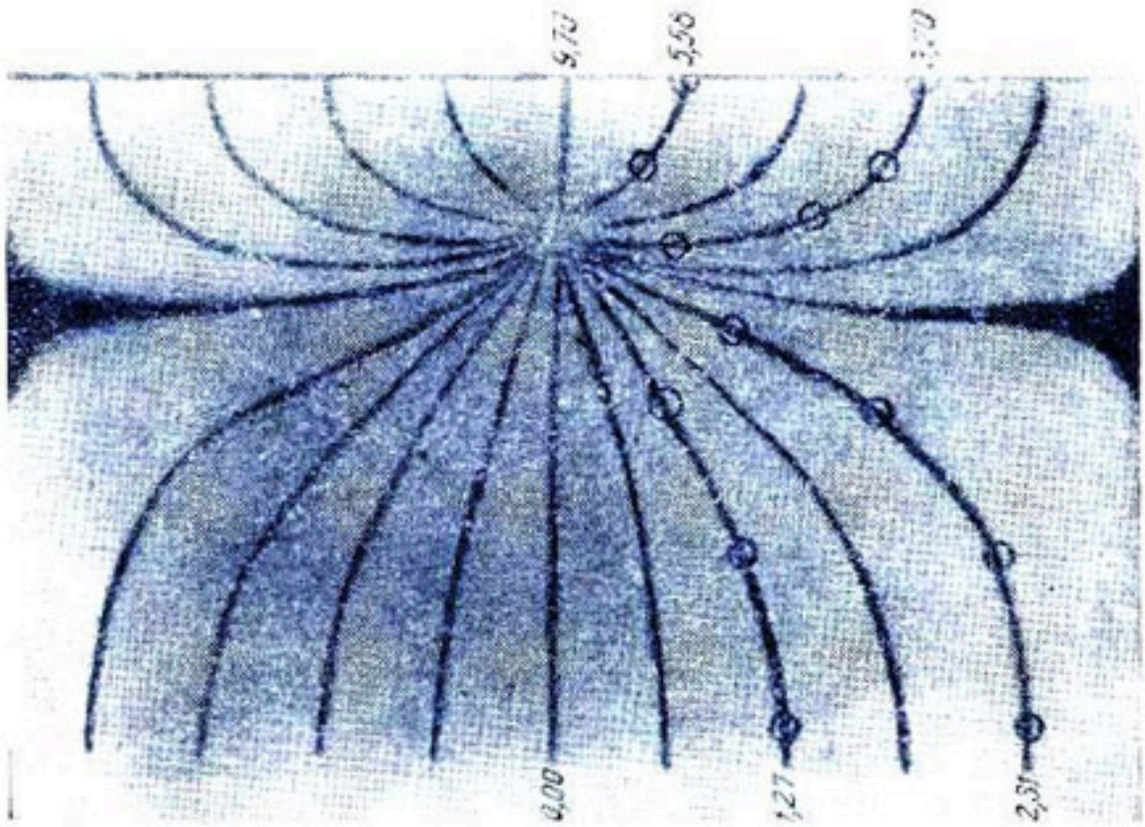


Рис. 90. Линии токов, полученные Хардингом и Будом (1942) в резервуаре с песком, сравниваются с теоретическими линиями тока (обведенные кружками точки), полученными Киркхемом (1945). На рисунке показано просачивание как скопившейся, так и артезианской воды в одну из трубок, находящихся на равном расстоянии друг от друга.

тельно происходит. Здесь расстояние между трубами составляет 50 м (164 фута), а $2r$, h и d имеют прежние значения, но $b = 0{,}61$ м (2 фута). Происходит накопление поверхностной воды. Теоретические расчеты показывают, что для предотвращения скопления воды b должно быть меньше 0,3 м (0,97 фута).

На рисунке 89, *в* точки, которые обведены белыми кружками, нанесенными на линиях тока, подсчитаны по уравнению линий тока (начало координат находится на поверхности почвы посредине между трубками, причем ось y направлена вертикально вниз). Это уравнение имеет следующий вид:

$$y = \frac{a}{2\pi} \ln \left\{ -2 \operatorname{ch} \frac{2\pi d}{a} \pm \frac{\left[4 \operatorname{ch}^2 \frac{2\pi d}{a} - 4 + (C^2 - 4) \sin^2 \frac{2\pi y}{a} \right]^{\frac{1}{2}}}{C \sin \frac{2\pi x}{a} + 2 \cos \frac{2\pi x}{a}} \right\}, \tag{III,43}$$

где C — константа, которая определяется путем подстановки опыт-

ных значений x и y, взятых на линии тока, в это уравнение и решения его относительно величины C.

Теоретические линии тока соответствуют опытным. Уравнение (III,43) было получено Бэрдом (1941), который проинтегрировал дифференциальное уравнение линий тока, полученное автором (Киркхем, 1940а). Уравнение (III,43) дает y в явной форме, но оно сохраняет силу только при $\frac{h-d}{a} > \frac{1}{2}$. Для $\frac{h-d}{a} < \frac{1}{2}$ могут быть получены точные уравнения линий тока, но явное выражение y через x, как это имело место в уравнении (III,43), не может быть получено.

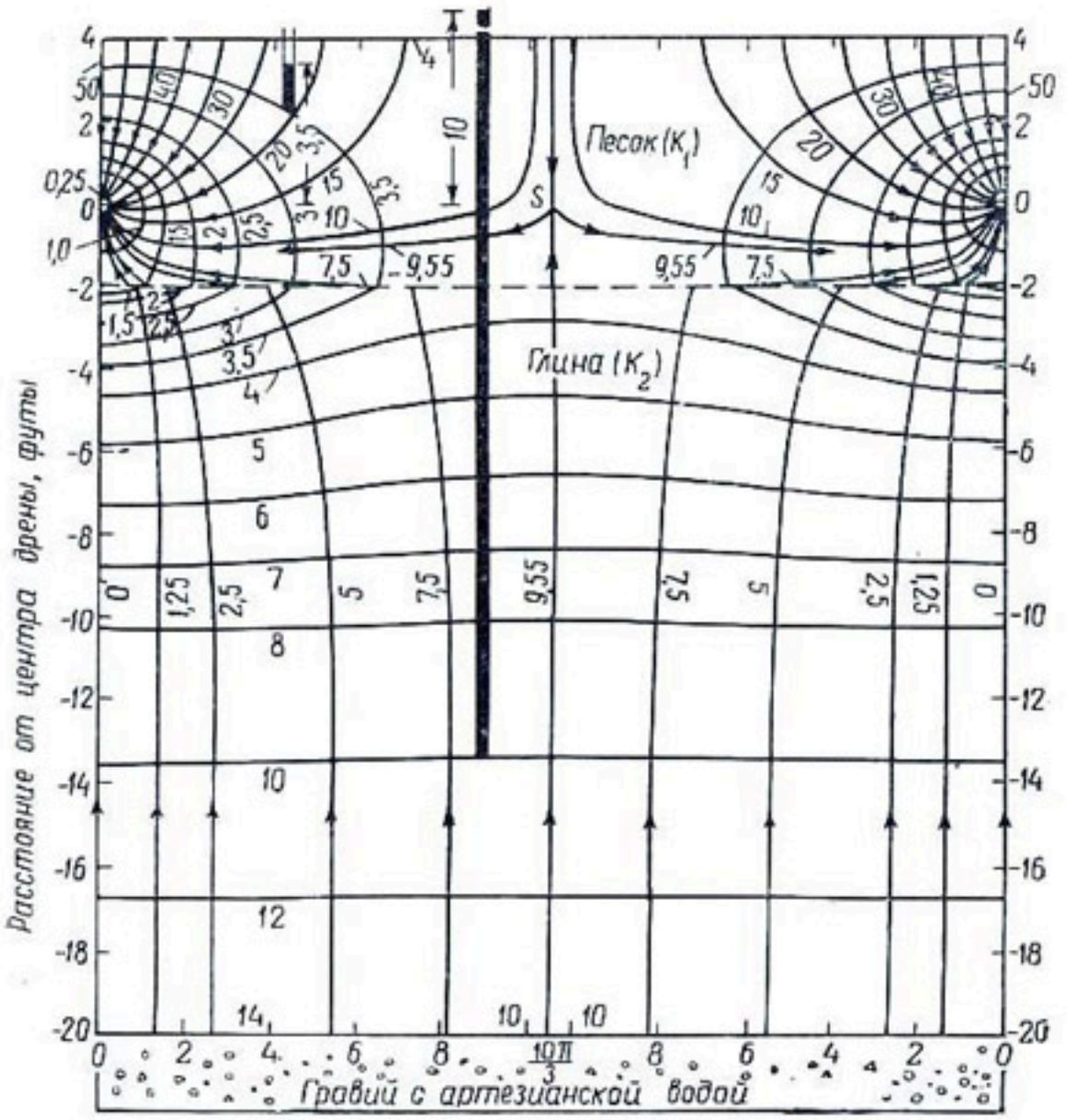


Рис. 91. Сетка токов в слоистом грунте (вверху — п е с о к, внизу — г л и н а и артезианский гравий). Прорыва артезианской воды на поверхность почвы нет, несмотря на то, что вода в пьезометре, доходящем до артезианского гравия, стоит на отметке 14 футов (4,3 *м*) выше труб, то есть на высоте 10 футов, считая от поверхности почвы. По Киркхему (1945).

В резервуарах с песком Хардинг и Вуд (1942) изучали приток к дренажным трубкам в случае, когда имеют место как поверхностные, так и артезианские воды. Фотография линий токов одного из опытов показана на рисунке 90. Точки, обведенные на рисунке кружками, соответствуют теоретическим линиям тока, полученным Киркхемом (1945)[1]. Числа на линиях тока могут быть пересчитаны в проценты от общего расхода путем умножения на коэффициент $\frac{50}{9,7}$.

§ 2. Трубы в слоистом грунте

На рисунке 91 (Киркхем, 1954) показана гидродинамическая сетка для почвы с проводимостью k_1, лежащей на менее проницаемом грунте, проводимость которого составляет $k_2 = (1/10)k_1$. Под этой почвой залегает артезианский гравий. Чтобы подчеркнуть, что проводимость k_1 верхнего слоя больше коэффициента фильтрации k_2 нижнего слоя, верхний слой почвы назовем п е с к о м, а нижний — г л и н о й. Скопившийся на поверхности слой воды бесконечно малой толщины ($t = 0$) поступает в трубки сверху, а вода от артезианского гравия — снизу. Для условий, показанных на рисунке, только малая часть воды ($2 \times 9,55\% = 19,10\%$) поступает в трубки из артезианского гравия. Если бы отношение коэффициентов проводимости k_2/k_1 составляло 1/1000 вместо 1/10, то количество воды, которое поступает в трубки снизу, было бы еще меньше. Часто глина, залегающая на артезианском гравии, может иметь проводимость, равную 1/1000 от пропускной способности слоя, который расположен у поверхности почвы и искусственно дренируется. Поэтому, как указывалось в предыдущем разделе, задача определения расхода, поступающего в дренирующие трубы, которые расположены в верхнем проницаемом слое, может быть решена так: можно считать, что слой глины совершенно непроницаем — следовательно, артезианская вода отсутствует[2].

---

[1] Отметим, что задача о работе дренажа при совместном напорном и инфильтрационном питании имеет большое значение при борьбе с засолением орошаемых земель. Решение этой задачи было получено С. Н. Нумеровым (Известия ВНИИГ им. Веденеева, 38, 1948) для глубокого залегания водоносного пласта и С. Ф. Аверьяновым (Научные записки Моск. ин-та инж. водн. хоз., 21, СХГ, М., 1959) для произвольного его положения.— *Прим. ред.*

[2] Как теоретические исследования, так и наблюдения над работой дренажа, построенного в орошаемых районах СССР, показывают, что напорные воды весьма сильно влияют на осушительное действие дренажа даже при глубоком залегании водоносного пласта и малой проницаемости покровных пород. Поэтому к рекомендациям автора не учитывать влияние напорных вод надо подходить с большой осторожностью (см. прим. 1).— *Прим. ред.*

Дренаж не будет эффективным, если трубы будут уложены в более глубоком слое.

Существует интересная геометрическая точка на гидродинамической сетке, показанной на рисунке 91. Эта точка S расположена на вертикальной линии тока 9,55, проходящей посредине между трубами. Выше этой точки вода просачивается вниз, а ниже нее — вверх. В самой точке скорость фильтрации равна нулю, поэтому эта точка названа т о ч к о й з а с т о я. Для определения этой точки было составлено аналитическое выражение $\frac{\partial\varphi}{\partial y}$ для точек, расположенных вдоль средней линии тока $x = \frac{a}{2}$, и решено относительно y при $\frac{\partial\varphi}{\partial y} = 0$. Выражение $\frac{\partial\varphi}{\partial y}$ равно нулю, т. к. скорость фильтрации $k\frac{\partial\varphi}{\partial y}$ в этой точке равна нулю.

6. ОТКРЫТЫЙ ДРЕНАЖ

Рисунок 92 иллюстрирует задачу открытого дренажа в однородной почве с помощью открытых дрен, расположенных на одинаковом расстоянии друг от друга и врезающихся в непроницаемый слой. Непроницаемый слой находится на глубине d от поверхности почвы. Расстояние между стенками открытых дрен равно $2s$; буква s

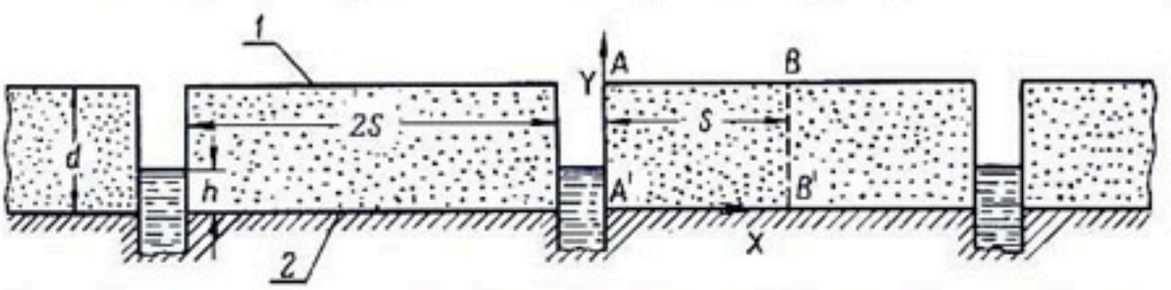


Рис. 92. Чертеж к задаче просачивания воды из водонасыщенной почвы в канавы, расположенные на одинаковом расстоянии друг от друга и врезающиеся в непроницаемый слой. По Киркхему (1950b): *1* — поверхность почвы; *2* — поверхность водоупора.

используется для обозначения расстояния между канавами вместо a для того, чтобы обеспечить соответствие с обозначениями в статье Киркхема (1950 b). Уровень воды в дрене находится на высоте h от непроницаемого слоя. Предполагается, что почва насыщена водой до самой поверхности. Капиллярные силы игнорируются. К рассмотрению этой задачи впервые приступил Слихтер (1899, особенно на стр. 352), который решил ее для случая $h = 0$. Графики и таблицы решения Слихтера были выполнены Донатом (1936). Нельсон-Скорняков (1940) рассмотрел задачу, когда $h \neq 0$. Применяя метод годографа (этот метод описан в данной моногра-

фии на стр. 164), он получил аналитическое выражение для потока на единицу площади, входящего через поверхность почвы. Его результаты не дают возможности, за исключением числового интегрирования, вычислить линии тока, эквипотенциали или суммарный фильтрационный расход.

Однако для этой задачи может быть получено и законченное решение (Киркхем, 1950). Пусть на рисунке 92 система координат x и y будет выбрана так, чтобы ось y была направлена вверх, а x — вправо от начала координат в точке A'. Пусть φ будет гидравлическим напором относительно плоскости $y = 0$, а k — гидравлической проводимостью. В этом случае решение φ для эквипотенциалей имеет следующий вид (из него могут быть получены уравнения линий тока, общего расхода и расхода на единицу площади вдоль стенки канавы и поверхности почвы):

$$\varphi = d - \frac{8d}{\pi^2}\left[\cos\frac{\pi h}{2d}\cos\frac{\pi y}{2d}\,\frac{\operatorname{ch}\pi\frac{(s-x)}{2d}}{\operatorname{ch}\frac{\pi s}{2d}} + \right.$$
$$+\frac{1}{3^2}\cos\frac{3\pi h}{2d}\cos\frac{3\pi y}{2d}\,\frac{\operatorname{ch}\frac{3\pi(s-x)}{2d}}{\operatorname{ch}\frac{3\pi s}{2d}} +$$
$$\left.+\frac{1}{5^2}\cos\frac{5\pi h}{2d}\cos\frac{5\pi y}{2d}\,\frac{\operatorname{ch}\frac{5\pi(s-x)}{2d}}{\operatorname{ch}\frac{5\pi s}{2d}} + \ldots\right]. \quad \text{(III,45)}$$

Функция тока имеет такой вид:

$$\psi = \frac{8dk}{\pi^2}\left[\cos\frac{\pi h}{2d}\sin\frac{\pi y}{2d}\,\frac{\operatorname{sh}\frac{\pi(s-x)}{2d}}{\operatorname{ch}\frac{\pi s}{2d}} + \right.$$
$$+\frac{1}{3^2}\cos\frac{3\pi h}{2d}\sin\frac{3\pi y}{2d}\,\frac{\operatorname{sh}\frac{3\pi(s-x)}{2d}}{\operatorname{ch}\frac{3\pi s}{2d}} +$$
$$\left.+\frac{1}{5^2}\cos\frac{5\pi h}{2d}\sin\frac{5\pi y}{2d}\,\frac{\operatorname{sh}\frac{5\pi(s-x)}{2d}}{\operatorname{ch}\frac{5\pi s}{2d}} + \ldots\right], \quad \text{(III,46)}$$

и расход (с обеих сторон) на единицу длины канавы равен

$$Q = \frac{16dk}{\pi^2}\left[\cos\frac{\pi h}{2d}\operatorname{th}\frac{\pi s}{2d} - \frac{1}{3^2}\cos\frac{3\pi h}{2d}\operatorname{th}\frac{3\pi s}{2d} + \right.$$
$$\left.+\frac{1}{5^2}\cos\frac{5\pi h}{2d}\operatorname{th}\frac{5\pi s}{2d} + \ldots\right]. \quad \text{(III,47)}$$

На рисунке 93 дана гидродинамическая сетка для дрены глубиной 2 единицы длины при расстоянии между дренами 8 единиц;

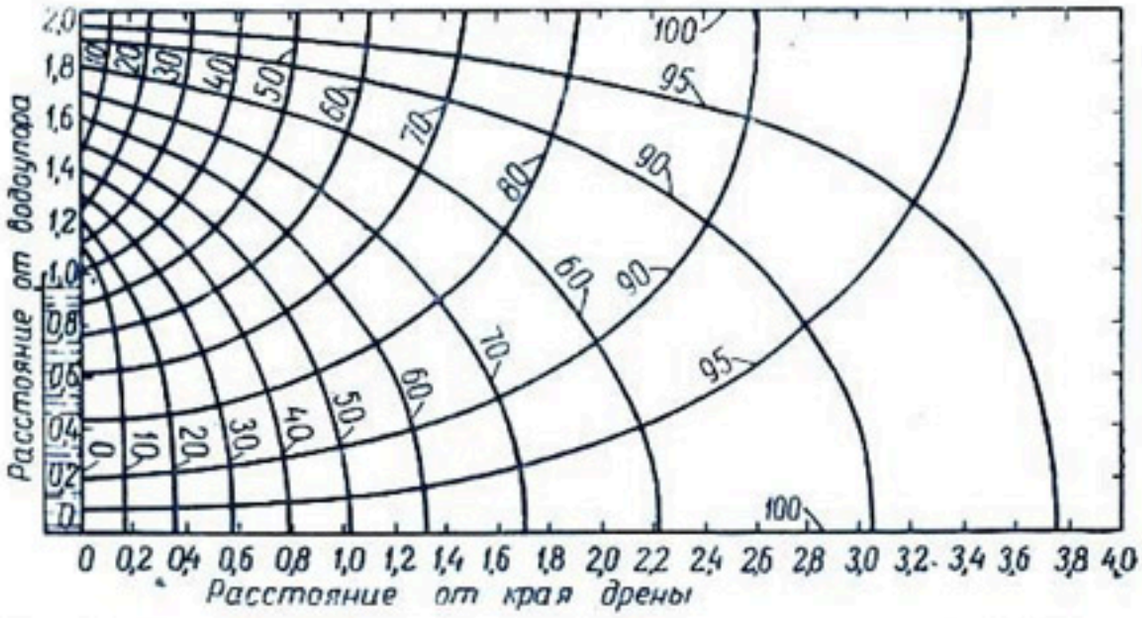


Рис. 93. Сетка токов для рисунка 92, когда уровень воды в дренах находится на расстоянии $h/2$ от поверхности почвы ($2s=4h$). Сетка показана только между координатами $x=0$ и $x=s$. По Киркхему (1950b).

дрены заполнены наполовину водой; сетка построена по уравнениям (111,45) и (111,46); показана только половина сетки. В таблице 11 приведены значения $\frac{Q\pi^2}{16dk}$, подсчитанные по уравнению (111,47) — Киркхем (1950b).

Таблица 11

Значения величины $\frac{Q\pi^2}{16\,dk}$, подсчитанные для различных отношений $\frac{h}{d}$ и $\frac{s}{d}$

$\frac{h}{d}$	$\frac{s}{d}$					
	0	0,5	1	2	3	∞
0	0	0,574	0,833	0,912	0,916	0,916
0,2	0	0,564	0,811	0,887	0,890	0,890
0,4	0	0,535	0,747	0,811	0,814	0,814
0,6	0	0,469	0,625	0,671	0,674	0,674
0,8	0	0,336	0,418	0,443	0,444	0,444
1,0	0	0	0	0	0	0

Из приведенного чертежа гидродинамической сетки на рисунке 93 и из таблицы 11 мы видим, что наибольший расход поступа-

ет со сравнительно малой площади с каждой стороны канала, причем 80% расхода поступает с расстояния, приблизительно равного глубине канала (это справедливо также для дренажной трубы, находящейся над непроницаемым слоем).

Следует отметить, что ширина канавы (рис. 92) не входит в расчетные формулы. Рассматривая дрену как узкую прорезь, Ведерников (1939 *б*, стр. 183—185) нашел решение такой задачи для случая, когда дрена не доходит до непроницаемого слоя. Его решение сохраняет силу только при условии, что прорези работают «пустыми», т. е. поверхность воды в прорези должна находиться на незначительном расстоянии от дна прорези. Решение Ведерникова действительно тогда, когда непроницаемый слой находится на бесконечно большой глубине.

7. СКОПИВШАЯСЯ ВОДА НА СКЛОНЕ ХОЛМА

Если склон холма водонасыщен до самой поверхности, то в данной задаче его можно рассматривать как и в задаче со скопившейся водой. Если на склоне холма сделаны горизонтальные борозды

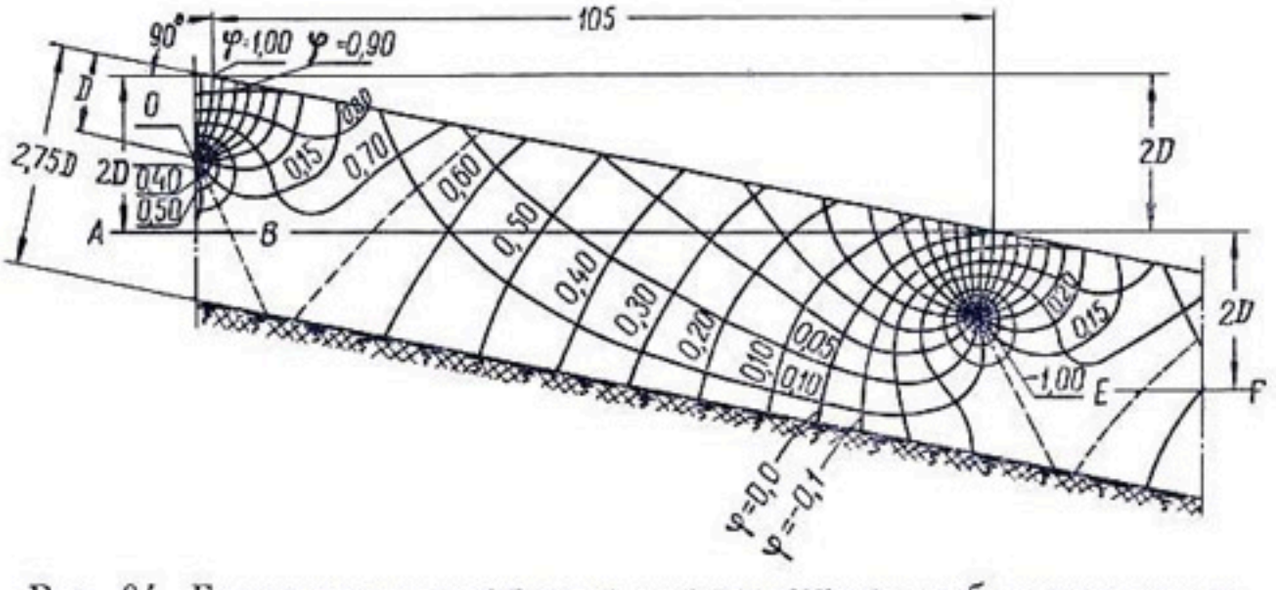


Рис. 94. Гидродинамическая сетка для дренажных труб, находящихся на равных расстояниях друг от друга в водонасыщенном слое почвы, лежащем на водоупоре на склоне холма. По Густафсону (1946).

и количество осадков достаточно для того, чтобы борозды были заполнены (т. е. профиль также водонасыщен), то скопившаяся поверхностная вода существует в буквальном смысле слова. В обоих случаях задачу можно рассматривать как реальную. Густафсон (1946) решил эту задачу для условий, которые будут рассмотрены ниже. Рисунок 94 (с некоторыми видоизменениями) взят из его работы. Рисунок приведен для того, чтобы объяснить, что

здесь «глубина» не является вертикальным расстоянием от поверхности почвы до центра трубы, как это было прежде, а равна длине перпендикуляра, опущенного из верхней части дренажной трубы на поверхность почвы. Расстояние от поверхности почвы до непроницаемого слоя в этом случае равно $2{,}75D$, расстояние между дренами по горизонтали будет $10D$ и диаметр труб — $0{,}05D$. Допустим, что глубина закладки дрен составляет $D = 3{,}05$ м (10 футов), тогда расстояние между дренами по горизонтали будет равно 30,5 м (100 футов), а диаметр дрены — 0,15 м (½ фута). Потенциал по окружности нижней дренажной трубы $\varphi = -1{,}00$. Потенциал по окружности верхней трубы есть $\varphi = 0$. Значение $\varphi = 0$ также встречается на указанном рисунке в точке, находящейся на поверхности почвы выше нижней дренажной трубы. В соответствующей точке на поверхности грунта над верхней трубой $\varphi = 1{,}00$. Точки пересечения эквипотенциалей $\varphi = 1{,}00$; 0,90; 0,80; ... с поверхностью почвы находятся на одинаковом расстоянии друг от друга, как это и должно быть.

На сетках линий токов, которые давались раньше, обычно считалось, что трубки сбрасывают воду в дренажную канаву, в которой вода находилась на уровне верхней части трубы. Но для рисунка 94 это неверно. Здесь трубки должны работать в условиях отсасывания. Действительно, верхняя дренажная труба должна сбрасывать воду «в атмосферу» на уровне AB, как показано на чертеже, а труба, расположенная на более низкой отметке — на уровне EF (уровни AB и EF находятся на расстоянии $2D$ друг от друга). Чтобы доказать, что трубки на уровнях AB и EF пустые, укажем, что эквипотенциаль $\varphi = 1{,}00$ пересекает поверхность почвы на уровне $2D$ единиц выше точки пересечения поверхности почвы эквипотенциалью $\varphi = 0$. Следовательно, разность гидравлического напора, равная $2D$ единиц, соответствует разности потенциалов, равной единице. Соответственно грунтовая вода в плоскости выше нижней трубы должна быть на уровне гидравлического напора EF, который находится на $2D$ единиц ниже уровня точки, где $\varphi = 0{,}00$, поскольку эта грунтовая вода имеет потенциал, равный 1,00. Аналогично и верхняя труба должна сбрасывать воду в атмосферу на уровне $2D$ ниже той точки, где $\varphi = 1{,}00$. Если бы трубки не работали в условиях указанного или большего отсасывания, то некоторая часть грунтовой воды просочилась бы вдоль непроницаемого слоя и не поступила бы в дренажные трубы. На приведенной гидродинамической сетке не существует такого непрерывного потока вдоль непроницаемого слоя.

Перевод А. А. Гермута и М. Г. Калтаговой

IV. ТЕОРИЯ ДРЕНИРОВАНИЯ ПРИ ОТКАЧКЕ ИЗ КОЛОДЦЕВ

Искусственный дренаж обычно ускоряет фильтрацию воды увеличением напорного градиента. Там, где дренажные системы имеют естественный сток, нижний уровень напорного потенциала ограничен отметкой этого стока. Для осуществления естественного сброса часто требуется увеличить длину каналов, а это связано с увеличением стоимости, с уменьшением коэффициента использования земли, а также затрагивает и правовые вопросы, связанные с использованием чужой земли. Иногда разность уровней настолько мала, что создание дренажной системы без применения откачки вообще невозможно.

Откачка во многих случаях дает возможность преодолеть трудности, связанные с трассировкой и сбросом дренажных вод при ориентировке на самотечный сброс. Возможность произвольного расположения колодцев, используемых при откачке, является их преимуществом. Однако такие колодцы обладают и некоторыми недостатками: на откачку затрачивается электроэнергия или топливо. Колодец для откачки представляет более сложную инженерную конструкцию, чем открытые или закрытые дрены, и требует соответственно бóльших затрат труда и средств на строительство, ремонт и эксплуатацию. Эффективно эти колодцы могут работать только при определенных геологических условиях, поэтому во многих случаях их постройка обходится слишком дорого или вообще нецелесообразна. Несмотря на это колодцы для откачки довольно широко применяются в дренаже и, очевидно, имеют большое будущее. Наиболее экономично строить их там, где выкачанная вода может быть использована для орошения или других целей.

Дренажные колодцы могут быть подразделены на 2 класса. Колодцы 1-го класса удаляют воду непосредственно из корнеобитаемой зоны почвы. Такие колодцы могут быть названы «колодцами уровня грунтовых вод» (water table wells), или «гравитационными колодцами» (gravity wells), или, более точно, «колодцами в свободных водоносных пластах» (wells in unconfined aquifers). Во многих случаях задачи дренирования осложняются подъемом воды из более низких слоев под действием артезианского давления. Даже относительно плотный покровный слой может пропускать в верхние почвенные горизонты несколько футов воды в год. В таких условиях решению проблемы дренажа может помочь понижение напора артезианских вод путем откачки прямо из артезианского слоя (колодцы 2-го класса).

§ 1. История вопроса[1]

История развития знаний о притоке воды к колодцам была подробно рассмотрена Холлом (1954). Аналитические основы теории грунтовых вод в части притока к колодцам были разработаны в период 1850—1925 гг. главным образом исследователями Франции, Германии и США, работавшими независимо друг от друга. Французский инженер Анри Дарси (1856) в доклад об общественном водоснабжении, прочитанный им в городе Дижоне, включил формулировку основного уравнения движения воды в пористой среде. Хотя Дарси сформулировал свое уравнение в несколько иной форме, оно может быть написано так:

$$Q = kAI, \qquad \text{(IV,1)}$$

где Q — объем воды, проходящей в единицу времени[2];
k — постоянная, зависящая от среды;
I — гидравлический градиент.

Современник Дарси Дюпюи (1863) вывел уравнение, эквивалентное уравнению Дарси, применив уравнение Прони для потока в открытом русле. Дюпюи принял, что гидравлический градиент одинаков во всех точках вертикального поперечного сечения и что этот градиент равен наклону пьезометрической поверхности. Рассматривая колодец в центре песчаного массива («острова») (рис. 95), Дюпюи получил уравнение расхода

$$Q = \pi k \frac{h_e^2 - h_w^2}{\ln \frac{r_e}{r_w}}, \qquad \text{(IV,2)}$$

где h_e — глубина грунтовых вод при радиусе «острова» r_e;
h_w — глубина воды в колодце;
r_w — радиус колодца.

Для артезианского колодца Дюпюи получил

$$Q = 2\pi km \frac{h_e - h_w}{\ln \frac{r_e}{r_w}}, \qquad \text{(IV,3)}$$

где m — толщина водоносного слоя.

---

[1] В приводимом кратком очерке не упоминаются фундаментальные теоретические и экспериментальные исследования русских и советских ученых (Н. Е. Жуковского, Н. Н. Павловского, А. А. Краснопольского, Л. С. Лейбензона, И. А. Чарного, П. Я. Кочиной и многих других авторов). Эти исследования как по времени появления, так и по своим результатам явились основой формирования современной теории фильтрации; в частности, в них рассмотрена работа вертикальных колодцев в различных условиях (см. предисловие к русскому изданию этой книги).— *Прим. ред.*

[2] Через площадь поперечного сечения грунта *А*.— *Прим. ред.*

В последующие десятилетия (после работ Дарси и Дюпюи) к теории грунтовых вод и колодцев стали проявлять интерес немецкие и австрийские исследователи, из которых особо следует отметить Адольфа Тима, Филиппа Форхгеймера и Гюнтера Тима. Примерно в 1870 г. Адольф Тим пришел к некоторым выводам Дарси и Дюпюи, используя при своих исследованиях соли или красящее вещество для измерения скорости движения грунтовых вод. В конце XIX века Форхгеймер впервые при решении задач движения грунтовых вод применил уравнение Лапласа и теорию комплексной переменной и дал решения многих задач теории притока

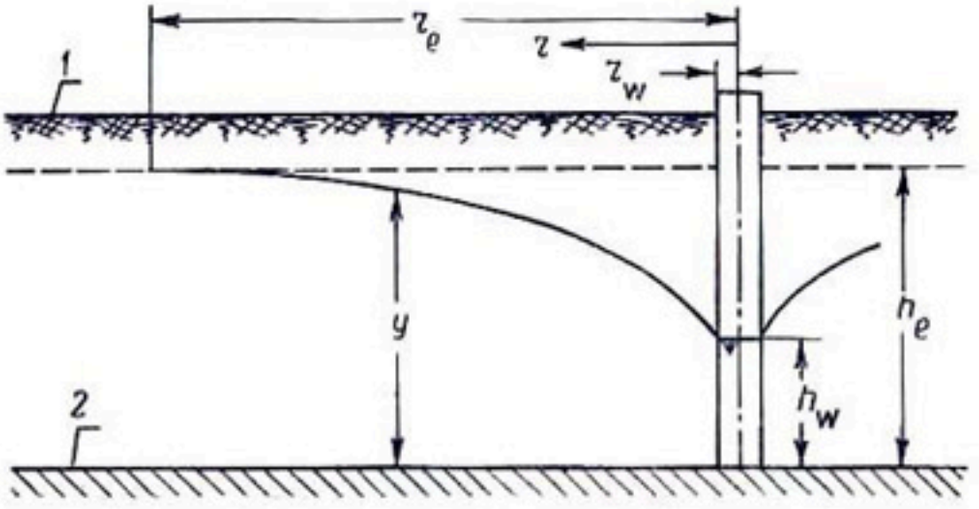


Рис. 95. Чертёж колодца Дюпюи:
1 — поверхность грунта; *2* — водонепроницаемый слой.

воды к колодцам для различных граничных условий. Форхгеймеру первому принадлежит заслуга применения идеи гидродинамической сетки потока и метода отражения в задачах с особыми граничными условиями. Гюнтер Тим применил на практике многое из работ Форхгеймера и своего отца Адольфа Тима и разработал метод измерения проницаемости в полевых условиях путем применения опытных откачек.

Почти параллельно с Форхгеймером, впервые в США исследования грунтовых вод вел Слихтер, который, очевидно, знал некоторые европейские работы, в том числе и работы Дарси. Модифицируя закон Пуазейля, Слихтер вывел уравнение

$$Q = 1{,}0694\,\frac{\Delta p \cdot d^2 A}{\mu h C} \qquad \text{(IV,4)}$$

для вертикального потока через колонку грунта длиной h и площадью A.

Здесь Δp — разность пьезометрических напоров на концах колонки;

d — средний диаметр зерен грунта;

μ — коэффициент вязкости воды;
C — постоянная, зависящая от пористости и геометрических характеристик среды.

Уравнение Слихтера аналогично уравнению Дарси, но более основательно по своему характеру. Слихтер установил, что уравнения Лапласа и теорию потенциалов можно применять при решении задач грунтового потока. Многие из коллег Слихтера по работе в Геологическом управлении США также внесли ценный вклад в теорию грунтовых вод. Одним из наиболее видных среди них был Мейнцер.

Холл рассматривает период 1925—1940 гг. как период уточнения и систематизации накопленных знаний. Многие исследователи как в США, так и за рубежом способствовали этому прогрессу. Одним из важнейших вкладов явилась разработка теории неустановившегося течения к колодцу. Тейс (1935) использовал для решения этой задачи аналогичные уравнения теплового потока. Проблемы несовершенных колодцев рассматривались такими исследователями, как Маскет и Самсио.

Начиная с 1940 г. многочисленные исследователи занялись интерпретацией существующей теории и развитием ее с тем, чтобы охватить большое число специфических случаев. Особый интерес представляет разработка аналитического подхода, известного под названием метод релаксаций (разработан Соусвеллом, 1949; Шоу, 1949; и др.). Большое число экспериментов на песчаных моделях или электрических аналогах провели такие исследователи, как Бэббит и Колдуэлл (1948), Хансен (1949), Холл (1950) и Зи (1952).

Много усилий было посвящено сопоставлению результатов полевых испытаний и разработке теории, чем особенно много занимался Джекоб (1944, 1946, 1947). Использование колодцев для дренирования орошаемых земель изучали Люис (1932), Гарднер и Израэльсен (1940) и их коллеги, Петерсон и др. (1952) и Израэльсен и др. (1950).

§ 2. Состояние теории притока воды к колодцам

Теория притока воды к колодцам, которой мы располагаем в настоящее время, дает проектировщику дренажной системы прекрасные аналитические методы для практического решения стоящей перед ним задачи. Тем не менее необходимо признать, что в этой теории имеются определенные ограничения. Во многих случаях идеальные в математическом отношении допущения должны рассматриваться как случаи, ограничивающие реальную действительность. В соответствии с этим аналитические результаты чаще указывают на

границы, в пределах которых работает проектировщик, но не дают точных ответов.

К числу условий, которые обычно в теории колодцев принимаются за постулаты, но очень редко полностью соответствуют действительности, относятся следующие:

1) естественный режим грунтовой воды находится в установившемся состоянии;

2) проницаемость грунта является постоянной и изотропной;

3) пористость и плотность среды однородны;

4) колодец является совершенным, гидравлический напор одинаков во всех точках границы колодца;

5) первичная пьезометрическая поверхность горизонтальна;

6) в районе колодца существует только ламинарный режим;

7) район, питающий колодец, бесконечно велик [1].

Желательно иметь точную и надежную теорию, принципиальным критерием которой будет практическая применимость, даже если при этом придется пожертвовать в какой-то степени математической четкостью.

§ 3. Единицы и размерности

Уравнения притока к колодцу, появляющиеся в литературе, часто содержат «неоднородные» — в отношении физических единиц — члены. Многие из этих членов представляют собой просто переводные коэффициенты. Учитывая это, мы будем избегать использования таких уравнений. Насколько возможно, мы будем прибегать к терминам, позволяющим решать уравнение в любой системе единиц. Вообще говоря, будет использоваться техническая система измерений. Как правило, будет применяться коэффициент фильтрации, имеющий размерность скорости $[LT^{-1}]$, и гидравлический напор, имеющий размерность длины $[L]$.

§ 4. Основные уравнения течения

Ниже приводятся дифференциальные уравнения, на которых базируется теория течения к колодцам.

1. Уравнение Дарси

$$V = -k\frac{dh}{ds} \qquad \text{(IV,5)}$$

[1] Исследования, проведенные в последние годы, позволяют избежать большинства указанных автором ограничений (см. предисловие к русскому изданию). Значительная часть этих исследований проведена советскими учеными.— *Прим. ред.*

или

$$V_x = -k\frac{\partial h}{\partial x}, \quad V_y = -k\frac{\partial h}{\partial y}, \quad V_z = -k\frac{\partial h}{\partial z}.$$

2. Уравнение неразрывности. При неустановившемся движении грунтовых вод

$$-\frac{\partial(\varrho V_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\varrho V_y)}{\partial y} - \frac{\partial(\varrho V_z)}{\partial z} = \theta\varrho\left(\beta + \frac{\alpha}{\theta}\right)\frac{\partial\varrho}{\partial t}, \qquad \text{(IV,6)}$$

при установившемся движении грунтовых вод

$$\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0. \qquad \text{(IV,7)}$$

3. Неустановившаяся фильтрация [1]. В результате подстановки уравнений (IV,5) в уравнение (IV,6) мы получим, если пренебречь изменениями плотности, уравнение для неустановившейся фильтрации

$$\frac{S}{km}\cdot\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2}, \qquad \text{(IV,8)}$$

или в полярных координатах

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\cdot\frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{km}\cdot\frac{\partial h}{\partial t}. \qquad \text{(IV,9)}$$

4. Установившаяся фильтрация. В случае установившейся фильтрации выражение (IV,5) может быть подставлено в уравнение (IV,7), в результате чего получим уравнение Лапласа

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0. \qquad \text{(IV,10)}$$

---

[1] В отношении уравнений (IV,5—IV,9) и разъяснений автора необходимо отметить следующее. Уравнение неразрывности (IV,6) ошибочно в правой части, которая должна иметь вид $0\,\frac{\partial\varrho}{\partial t}$. Далее, переход от равенства (IV,6) к уравнению (IV,7) объясняется не только установившимся течением (как это разъясняет автор), но и несжимаемостью жидкости $\varrho = \text{const}$. Уравнения (IV,8) и (IV,9) не могут быть получены, как пишет автор, подстановкой уравнения (IV,5) в уравнение (IV,6); эти уравнения относятся к неустановившемуся движению грунтовых вод по горизонтальному водоупору с образованием свободной поверхности и без учета инфильтрации или испарения; причем в этих уравнениях принято, что «толщина» потока m значительно больше величины колебаний поверхности грунтовых вод (частный случай уравнений Буссинеска при т. наз. первом способе их линеаризации — см., например, монографию П. Я. Кочиной, лит. на стр. 108 и другие работы); третье слагаемое правой части ур-ния (IV,8) лишнее (ур-ние написано неверно). Уравнение (IV,9) относится к плоским осесимметричным течениям. Наконец, как можно легко проверить, указанные автором размерности величин α и β не удовлетворяют уравнению (IV,6).— *Прим. ред.*

В цилиндрических координатах

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\cdot\frac{\partial h}{\partial r}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}+\frac{1}{r^2}\cdot\frac{\partial^2 h}{\partial\theta^2}=0. \qquad \text{(IV,11)}$$

В вышеприведенных уравнениях

h — гидравлический напор в любой точке $[L]$;
k — коэффициент фильтрации $[LT^{-1}]$;
m — толщина водоносного слоя $[L]$;
S — коэффициент емкости (storage coeff.)[1];
t — время $[T]$;
v — скорость фильтрации $[LT^{-1}]$;
V_x, V_y, V_z — составляющие скорости в направлениях x, y, z $[L]$;
α — вертикальная сжимаемость песка $[LF^{-1}]$;
β — объемная сжимаемость воды $[LF^{-1}]$;
θ — пористость песка, угловая координата;
ϱ — плотность воды $[ML^{-3}]$.

Остальные символы употребляются в своем обычном значении.

§ 5. Применение откачки для дренирования

Ярким примером откачки воды из колодцев для дренирования земельных участков служат орошаемый район Модесто в штате Калифорния и долина реки Солт-Ривер в штате Аризона. Сесиль (1940) сообщает, что после устройства системы гравитационных дрен в районе Модесто положение с дренированием требовало дальнейшего улучшения, и в 1922 г. там был пробурен первый дренажный колодец. Хотя гравитационная система дренирования продолжала функционировать, к 1939 г. там было сооружено уже 77 дренажных колодцев, и задача дренирования была практически решена. Марр (1926) сообщает, что Ассоциация потребителей воды долины реки Солт-Ривер приняла систему дренирования с помощью колодцев начиная с 1918 г. С тех пор вопросы, связан-

[1] В советской литературе при исследовании потоков с образованием свободной поверхности этот коэффициент обычно называется коэффициентом водоотдачи при опускании грунтовых вод, коэффициентом свободной пористости или коэффициентом недостатка насыщения при подъеме грунтовых вод.

Для напорного движения коэффициент водоотдачи заменяется коэффициентом упругой водоотдачи $S_1=\frac{km}{a}$, где a — коэф. пьезопроводности (по В. Н. Щелкачеву — см. его работу «Упругий режим пластовых водонапорных систем», М.— Л., Гостоптехиздат, 1948); для напорных грунтовых вод $a=\frac{k(1+\varepsilon)}{\gamma(\varepsilon/E+a_y)}$, где ε и a_y — коэф. пористости и сжимаемости грунта; γ и E — объемный вес и модуль упругости воды (см. Павловская Л. Н. и Шестаков В. М. «Методические указания по фильтрационным расчетам водопонизительных установок». Л., Госэнергоиздат, 1961).— *Прим. ред.*

ные с дренажем, перестали быть здесь проблемой. Израэльсен (1950) сообщает, что в 1946 г. одна треть ирригационной воды, используемой в долине реки Солт-Ривер, бралась из колодцев и уровень грунтовых вод упал до 15 м или даже ниже. В обоих этих районах экономическая ценность забираемой из колодцев воды была главным фактором успеха всего предприятия, и основной целью давно стало получение ирригационной воды, а не дренирование земельных участков.

Там, где дренажная вода настолько плоха по качеству, что ее нельзя использовать для орошения, развитие дренажа посредством откачки встречает затруднения экономического характера. В таких условиях были сооружены опытные колодцы по нескольким проектам, например в районе населенного пункта Делта (штат Юта), о чем сообщает Израэльсен (1950). В этой связи следует упомянуть неопубликованную работу Экспериментальной станции штата Колорадо и Управления сельскохозяйственных исследовательских работ в долине Гранд-Вэлли (штат Колорадо). При использовании колодцев для дренирования могут возникнуть препятствия юридического характера, как это имело место в районе Каш-Вэлли (штат Юта), где опытный дренажный колодец, сооруженный в артезианском водоносном слое, уменьшил напор настолько, что местные фонтанирующие скважины перестали функционировать.

Наряду с экономическим значением ирригационной воды, используемой при благоприятных условиях, откачка из колодцев может иметь и многие другие преимущества. К их числу относятся следующие:

1. Значительно бо́льшая глубина, до которой может быть понижен уровень грунтовых вод.

2. То обстоятельство, что более глубокие слои, в которые проникают колодцы, могут быть значительно более проницаемыми, чем слои, находящиеся у поверхности. Израэльсен и Маклоглин (1935) сообщили, что слой, в который проник опытный дренажный колодец, был в 100 000 раз более проницаемым, чем поверхностный слой, в котором были устроены дрены.

3. Экономное использование территории, которая при других условиях была бы занята открытыми дренами, и простота обработки почвы (расходы по эксплуатации могут быть значительно меньше, чем при открытых или закрытых дренах).

1. КОЛОДЦЫ ПРИ УСТАНОВИВШЕМСЯ РЕЖИМЕ

Приток воды к колодцам является вначале неустановившимся. Выражаясь техническим языком, неустановившееся состояние продолжается неопределенно долгое время, пока не будут

полностью перехвачены все источники пополнения. Однако неустановившееся движение воды к колодцам приближается, очевидно, с течением времени к установившемуся состоянию, потому что величина изменения уровня грунтовых вод быстро уменьшается как с течением времени, так и с увеличением расстояния от колодца.

Приток воды к колодцу можно считать установившимся, если в пределах определенного радиального расстояния не наблюдаются значительные изменения уровня грунтовых вод или пьезометрической поверхности в результате откачки.

§ 1. Колодцы в ненапорном (свободном) бассейне грунтовых вод (water table wells)

1. Уравнение Дюпюи. Уравнение Дюпюи (IV,2) нашло широкое применение для определения положения уровня грунтовых вод при наличии колодца; следует только правильно понимать ограничения, налагаемые на это уравнение. На любом расстоянии r (см. рис. 95), если исходить из допущений Дюпюи, будем иметь

$$Q = 2\pi k r y \frac{dy}{dr} . \qquad (IV,12)$$

Интегрирование в пределах от r_1 до r_2 дает

$$Q = \pi k \frac{y_2^2 - y_1^2}{\ln \frac{r_2}{r_1}} . \qquad (IV,13)$$

В уравнении (IV,13) y обозначает глубину воды на расстоянии радиуса r, а y_1 и y_2 соответственно глубины при r_1 и r_2. Уравнение (IV,13) отличается от уравнения (IV,2) тем, что r_1 и r_2 могут иметь любое значение r, включая значения радиуса влияния и радиуса колодца.

Уравнение Дюпюи не принимает в расчет криволинейного характера потока в радиальной плоскости. Следовательно, уравнение (IV,13) должно привести к довольно точным результатам, если r будет достаточно большим, чтобы можно было пренебречь криволинейностью. Уравнение (IV,13) дает возможность определить депрессионную кривую за пределами района, прилегающего к колодцу. Оно также дает возможность определить коэффициент фильтрации откачкой в полевых условиях. В последнем случае могут быть установлены два или больше наблюдательных колодца на различных радиальных расстояниях от колодца, из которого производится откачка, и уравнение (IV,13) может быть решено путем использования наблюдаемых значений y. Радиальное рас-

стояние от колодца до ближайшего наблюдательного колодца должно быть сравнительно большим — порядка 100 r_w. Петерсон (1952) и др. дали схему относительного расположения различных гидродинамических зон вблизи колодцев. Сущность этой схемы иллюстрируется рисунком 96, на котором указано относительное месторасположение района, в котором уравнение Дюпюи дает точные результаты.

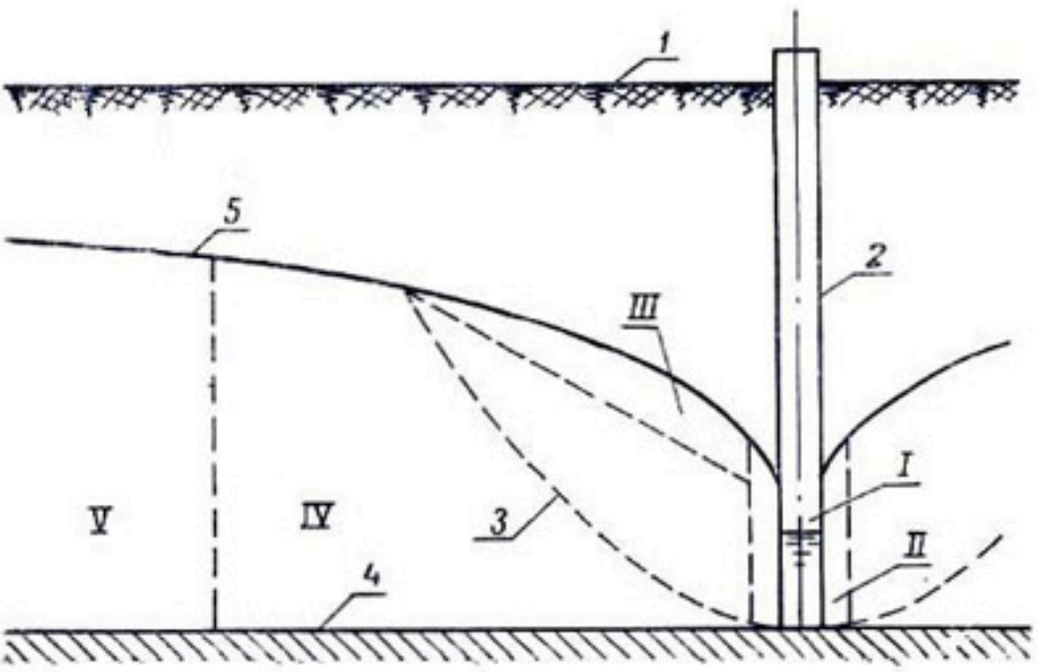


Рис. 96. Главные дифференцированные зоны при движении неограниченного потока к колодцу:

I — внутренняя часть колодца; *II* — обшивка колодца и примыкающий грунт; *III* — линейная логарифмическая зона: $h \sim \ln r$; *IV* — зона Дюпюи: $h^2 \sim \ln r$; *V* — зона за радиусом влияния.
1 — поверхность грунта; *2* — обшивка колодца; *3* — кривая, уравнение которой неизвестно; *4* — поверхность водоупора; *5* — свободная поверхность грунтовых вод.

Как это ни странно, однако серия экспериментов подтвердила, что уравнение Дюпюи (IV,2), где h_w обозначает глубину воды в и у т р и колодца, дает правильные значения расхода[1]. Значение h_e, выбранное для этой цели, не обязательно должно находиться в зоне радиуса влияния и может быть измерено на достаточно большом радиальном расстоянии от колодца (в зоне Дюпюи).

2. Пересмотр решения Дюпюи. Наряду с игнорированием криволинейного характера потока вблизи колодца в уравнении Дюпюи не принимается также в расчет тот факт, что уровень воды за стенкой колодца всегда будет стоять выше уровня воды в колодце. Эта разница может быть отчасти обусловлена потерей напора

[1] И. А. Чарный в 1951 г. (Доклады АН СССР, 79, 6, 1951) доказал аналитически, что в этом случае формула Дюпюи является точной.— *Прим. ред.*

в обшивке колодца. Такая разность горизонтов наблюдается даже в совершенных колодцах. Эта разность называется поверхностью высачивания. Хабберт (1940) доказал неизбежность ее существования. Это легко понять, если принять, что h_w на рис. 97 уменьшается до нуля. Допустим, что h_s — уровень грунтовой воды непосредственно за колодцем. Если бы эта высота также была уменьшена до нуля, приток воды в колодец должен был бы стать равным нулю, поскольку площадь поперечного сечения потока, прилегающая к колодцу, была бы равна нулю. Но это несовместимо с фактом возрастания расхода по мере понижения

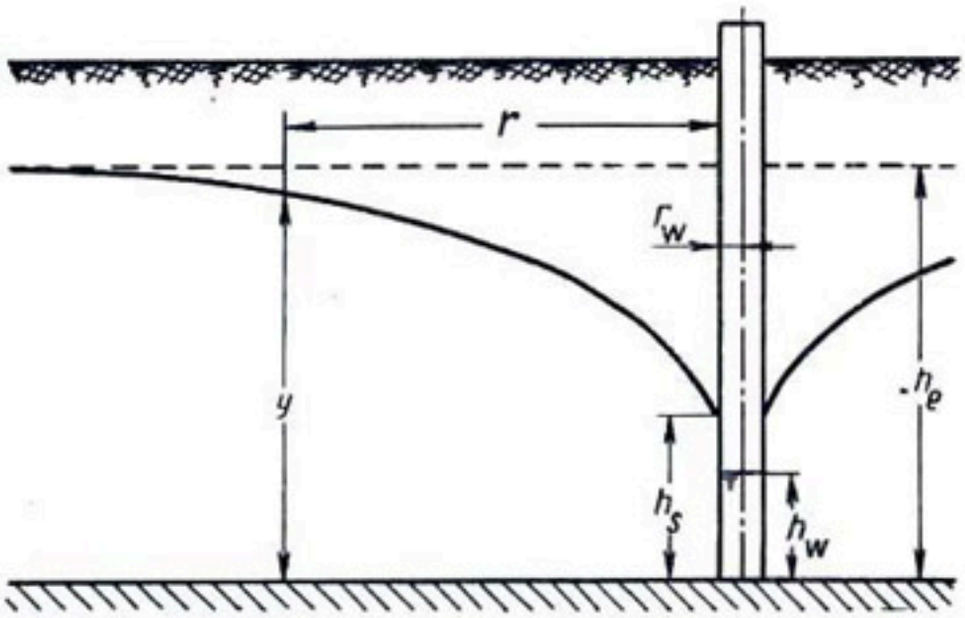


Рис. 97. Схема колодца в ненапорном бассейне грунтовых вод (показана и поверхность высачивания).

уровня. Если бы даже в обшивке не было трения, то и в этом случае разность $h_s - h_w$ не представляла бы собой потери энергии, необходимой для образования потока. Фактически возросшая глубина за колодцем, очевидно, объясняется слабым действием колодца. Петерсон и др. (1952) продемонстрировали, что колодец в ненапорном бассейне грунтовых вод более эффективен, чем артезианский колодец (при равном понижении уровня)[1].

Хотя существование участка высачивания не обусловливает потери расхода, тем не менее уровень воды у колодца может быть расположен выше, чем следовало бы ожидать в соответствии с изложенными соображениями. На основе анализа размерностей Хансен (1949) представил переменные поблизости от колодца в форме следующего функционального выражения:

$$\frac{Q}{kr_w^2} = F_1\left(\frac{h_s}{r_w}, \frac{h_w}{r_w}\right). \qquad \text{(IV,14)}$$

[1] Утверждение непонятное.— *Прим. ред.*

Используя материалы опытов Бэббита и Колдуэлла (1948) и результаты некоторых собственных экспериментов, Хансен смог установить связь между тремя переменными уравнения (IV,14). Сведения, использованные Хансеном, были довольно скудными, что было обусловлено трудностями вести наблюдения в полевых условиях и влиянием капиллярности в песчаных моделях. Зи (1952) использовал мембрану в качестве аналога свободной поверхности в комбинации с электрическим аналогом колодца и прилегающего

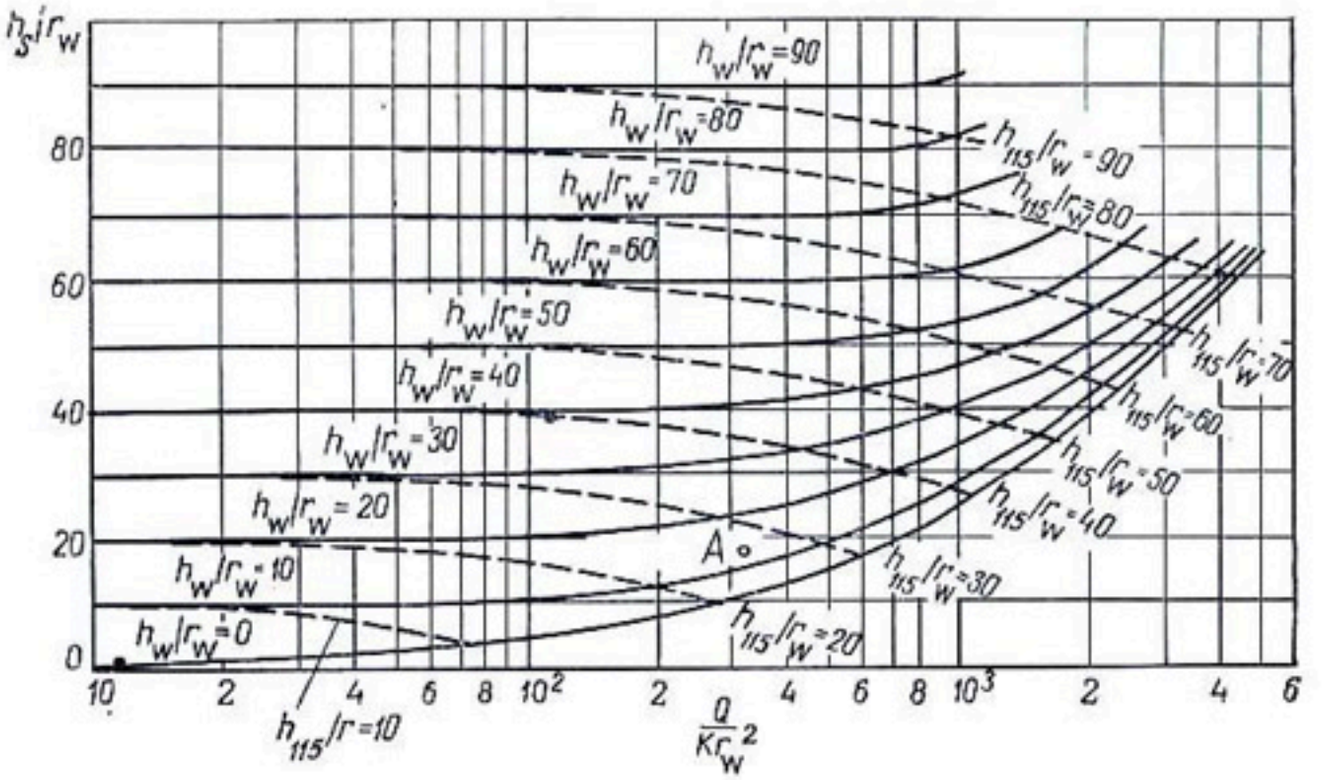


Рис. 98. Функциональная зависимость между расходом и геометрическими параметрами:
A — опытный колодец вблизи Моска, штат Колорадо.

к нему водоносного слоя. Он смог очень быстро смоделировать ряд случаев. Шесть задач были решены также Янгом (1949), который воспользовался методом релаксаций. На основании этих исследований построены кривые, приведенные на рис. 98. Для определения высоты участка высачивания следует вычислить $\frac{Q}{kr_w^2}$ и перенести эту точку вертикально вверх на кривую с соответствующим значением $\frac{h_w}{r_w}$, а затем прочесть $\frac{h_s}{r_w}$ на оси ординат. Значение k может быть определено с помощью опытных откачек. В качестве примера, показывающего, как пользоваться рисунком 98, приведем следующие данные наблюдений в полевых условиях: колодец в окрестностях Моска, Колорадо (Зи и др., 1955). Для этого случая $Q = 0{,}364$ фут³/сек (10,3 литра/сек), $h_w = 10{,}0$

футов (3,04 м), $k = 2{,}25 \times 10^{-3}$ фут/сек ($6{,}7 \cdot 10^{-5}$ м/сек) и радиус колодца составлял 0,75 фута (0,228 м). Находим, что $\frac{Q}{kr_w^2} = 0{,}364/(2{,}25 \times 10^{-3}) \cdot (0{,}75)^2 = 288$ и $\frac{h_w}{r_w} = 13{,}33$ фута (4 м). С помощью этих данных по рисунку 98 получим $\frac{h_s}{r_w} = 17{,}0$, откуда $h_s = 12{,}75$ фута (3,85 м), т. е. участок высачивания будет иметь высоту 2,75 фута (0,835 м). Этот результат хорошо соответствует данным полевых наблюдений, которые дали $h_s = 12{,}8$ фута (3,84 м).

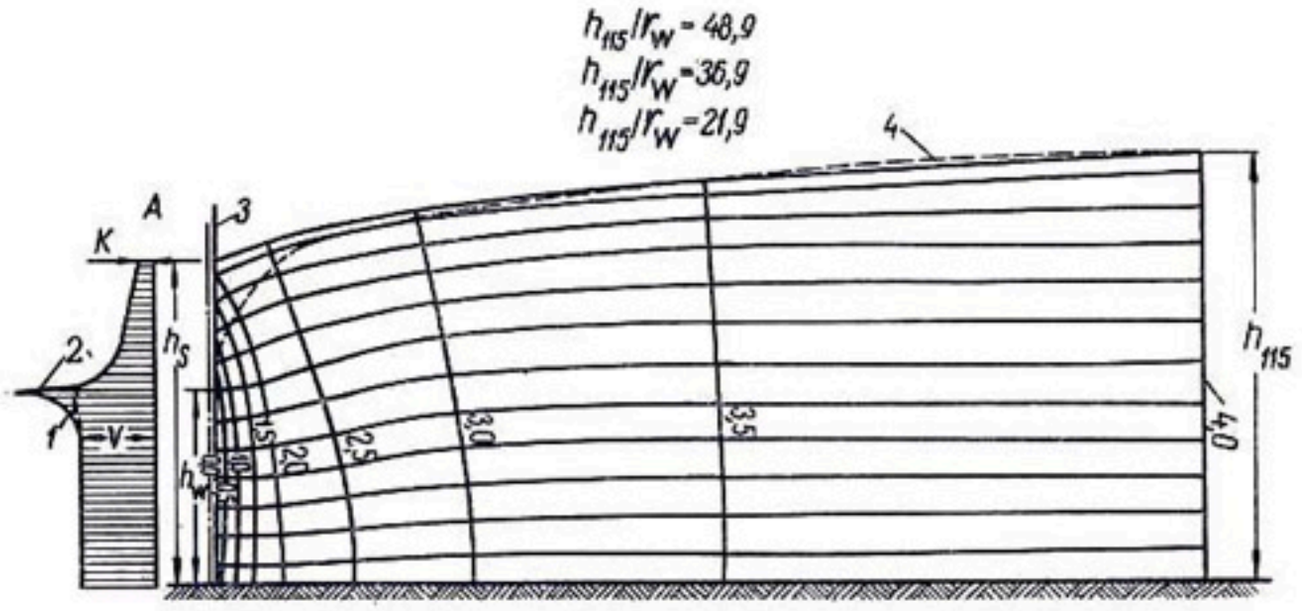


Рис. 99. Модель радиального потока к колодцу:
A — диаграмма скорости у края колодца; *1* — действительная скорость; *2* — теоретическая скорость; *3* — край колодца; *4* — кривая Дюпюи.

Гидродинамические соображения, касающиеся грунта вблизи колодца, были детально рассмотрены Хаббертом (1940).

Хансен (1949) указывает, что подъем свободной поверхности грунтовых вод вблизи колодца изменяется пропорционально логарифму r (см. рис. 96). На рисунке 99 показан пример радиального потока, определенного Зи (1952), и проведено сравнение между действительной поверхностью грунтовых вод и поверхностью, которая определяется уравнением Дюпюи. На этом рисунке также показан участок высачивания. Зи (1952) рассмотрел все имеющиеся данные о профиле свободной поверхности и построил кривые, приведенные на рис. 100. Эти кривые вычерчены для глубин воды на радиальном расстоянии 115 r_w (эта величина выбрана ради удобства ввиду трудности измерения h_s на практике). Если известны какие-нибудь два значения уровня грунтовых вод на различных радиальных расстояниях, то кривые рисунка 100 могут быть использованы для определения кривой депрессии. Если

известны h_{115} (глубина при $r = 115\ r_w$) и $\frac{Q}{kr_w^2}$, то рисунок 98 может быть использован для нахождения h_s. После этого для определения профиля водной поверхности используются кривые рисунка 100.

Особый интерес представляет тот факт, что любые два из четырех параметров рисунка 98 полностью описывают гидромеханическую систему идеального открытого колодца, если пренебречь гидравлическими потерями в обшивке. Таким образом

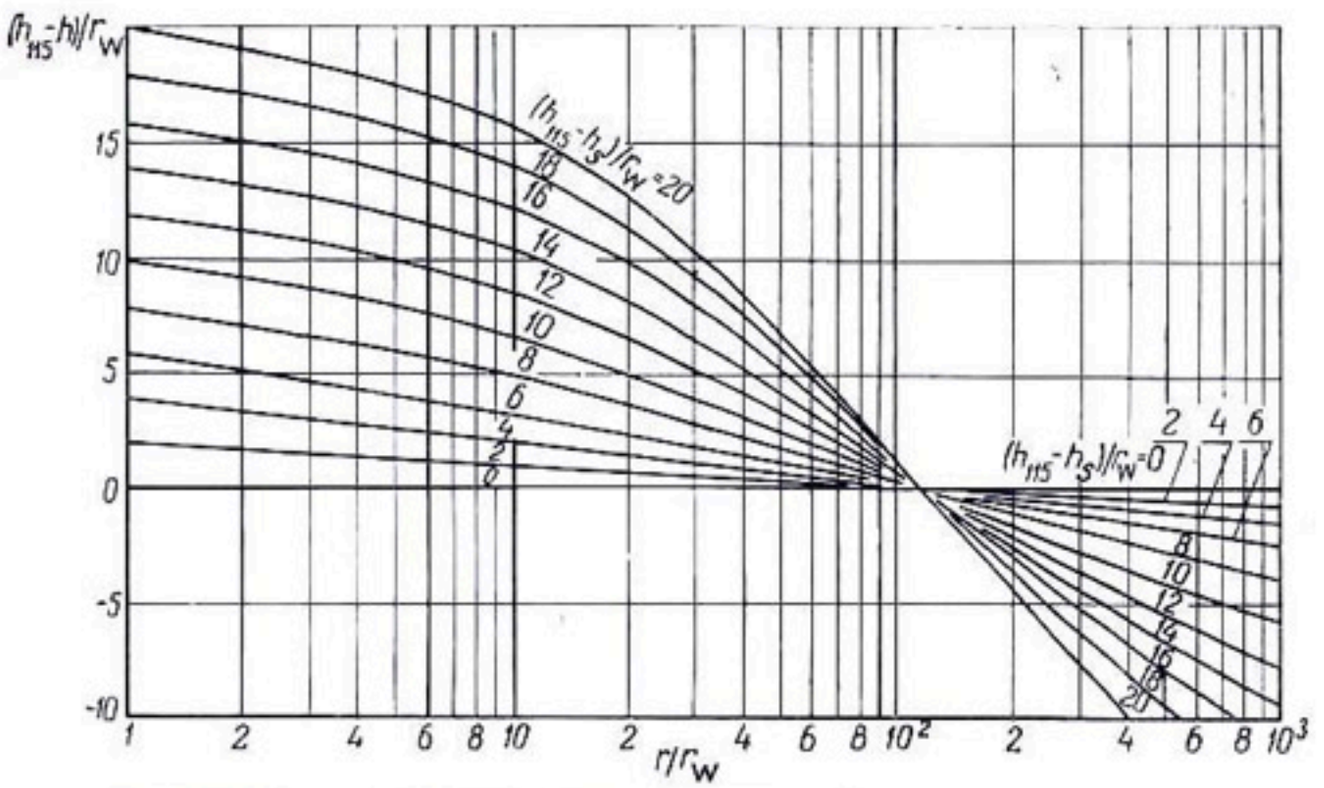


Рис. 100. Обобщенные кривые профиля свободной поверхности для колодцев в напорном бассейне грунтовых вод.

величины $\frac{Q}{kr_w^2}$ и $\frac{h_{115}}{r_w}$, например, определяют $\frac{h_s}{r_w}$ и $\frac{h_w}{r_w}$, а также всю форму профиля свободной поверхности. Практически многие колодцы имеют низкую гидравлическую эффективность. С другой стороны, использование гравийных оболочек и тщательное строительство колодцев могут обеспечить эффективный радиус, превышающий действительный радиус колодца. Для этих колодцев параметр расхода $\frac{Q}{kr_w^2}$ и понижение колодца $\frac{h_w}{r_w}$ не будут соответствовать величинам $\frac{h_s}{r_w}$ и $\frac{h_{115}}{r_w}$ на рисунке 98. Эти задачи можно решить путем определения радиуса r_w методом приближений, пока не будут достигнуты результаты, соответствующие рисунку 98. Полученный в конечном результате r_w может рассматриваться как эффективный

радиус колодца. Для этой цели параметры $\frac{Q}{kr_w^2}$, $\frac{h_w}{r_w}$ и $\frac{h_{115}}{r_w}$ будут наиболее удобными.

3. Колодцы, приток к которым формируется в зоне их влияния (replenished wells). Колодец, который пополняется притоком в зоне своего влияния, называется пополняющимся колодцем. Для исследования этой проблемы была использована теория потенциалов. Некоторые случаи были обобщены Джекобом (1949). Петерсон и др. (1952) приняли равенство расхода и пополнения (учет непрерывности), чтобы составить некоторые уравнения, предназначенные для определения расхода колодца при установившемся движении. Переменных колодца h_e (первоначальная глубина воды в колодце), h_w и r_w, очевидно, недостаточно для того, чтобы определить расход из водоносного слоя при установившемся движении даже в том случае, когда известен коэффициент фильтрации. Поэтому необходимо ввести в рассмотрение дополнительный параметр в виде коэффициента пополнения I, имеющий размерность объема в единицу времени с единицы площади (LT^{-1}). Если величина и свойства коэффициента I известны, то имеется возможность определить расход Q при установившемся движении. Эта гипотеза математически может быть выражена так:

$$Q=F_2(h_w,\ h_e,\ r_w,\ k,\ I). \qquad \text{(IV,15)}$$

Выражение (IV,15) может быть на основе анализа размерностей переписано в виде

$$\frac{Q}{kr_w^2}=F_3\left(\frac{h_w}{r_w},\ \frac{h_e}{r_w},\ \frac{I}{k}\right) \qquad \text{(IV,16)}$$

1. Равномерное падение уровня грунтовых вод. В водоносном слое, имеющем равномерный уклон i_n и мощность h_e, колодец с радиусом влияния r_e будет перехватывать расход

$$Q=2r_eh_eki_n. \qquad \text{(IV,17)}$$

Совместное решение уравнений (IV,2) и (IV,17) позволяет исключить радиус влияния

$$\frac{Q}{kh_e^2}=\frac{\pi\left[1-\left(\frac{h_w}{h_e}\right)^2\right]}{2{,}303\ \lg\left(\frac{1}{2}\cdot\frac{Q}{kh_e^2}\cdot\frac{h_e}{r_wi_n}\right)}. \qquad \text{(IV,18)}$$

Для этого случая отношение I/k в уравнении (IV,16) заменяется величиной i_n. Уравнение (IV,18) не может быть решено как уравнение (IV,16). Решение это изображено на рисунке 101.

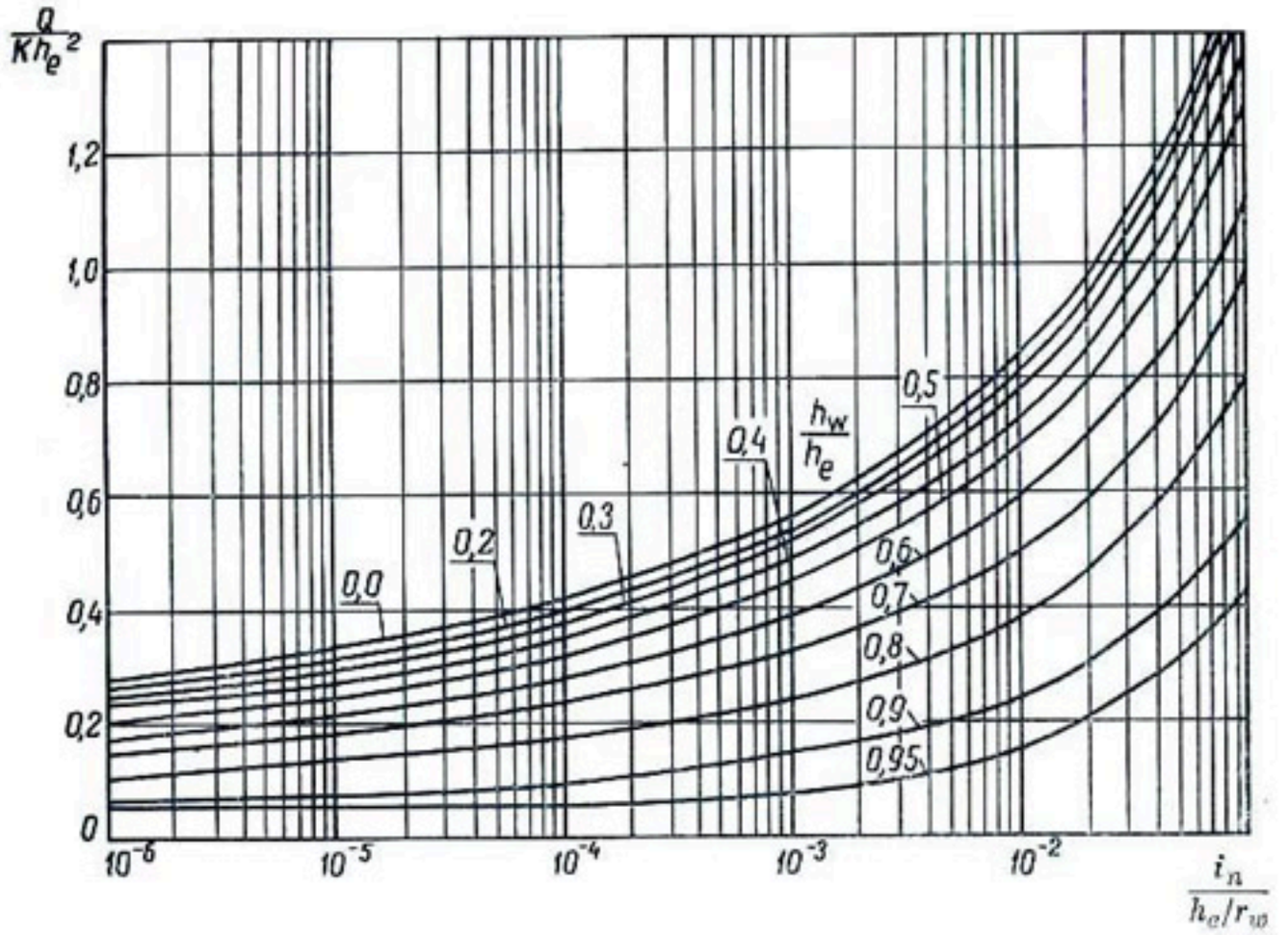


Рис. 101. Параметры расхода для «горизонтально пополняемого колодца» в неограниченной системе.
По вертикали — коэффициент колодца; по горизонтали — коэффициент пополнения.

Для примера примем, что средняя глубина воды подземного бассейна равна 20 футам (6 м), а уклон зеркала грунтовых вод составляет 0,025. Среднее значение k составляет 2×10^{-3} фут/сек (0,0006 м/сек). Определим, чему будет равна производительность колодца при установившемся движении потока. Диаметр колодца 24 дюйма (60 см), понижение — 15 футов (4,5 м). Каким должно быть расстояние между колодцами?

$$\frac{i_n}{h_e/r_w}=\frac{0.025}{20/1}=0{,}00125; \qquad \frac{h_w}{h_e}=\frac{5}{20}=0{,}25.$$

По рисунку 101 находим $\frac{Q}{kh_e^2}=0{,}56$ и $Q=0{,}56\,(2\cdot10^{-3})\,(20)^2=$ $=0{,}448$ куб. фута/сек (0,014 м³/сек). Рациональные расстояния между колодцами должны быть $2r_e$. Согласно уравнению (IV,17), $2r_e=\frac{Q}{h_e ki}=\frac{0{,}448}{(20)\,(2\cdot10^{-3})\,(25\cdot10^{-3})}=448$ футов (134,4 м). Такое устройство колодцев было бы аналогично перехватывающей дрене в двухмерном потоке.

2. Вертикально пополняемые колодцы. Часто излишняя вода удаляется с помощью сельскохозяйственных дрен местного значения. Рассмотрим колодец, дренирующий район, который пополняется водой за счет как горизонтального притока, так и вертикального просачивания (инфильтрации) с равномерной скоростью $I = q_v$. Путем преобразований, аналогичных использованным при выводе уравнения Дюпюи, получим

$$Q = \frac{\pi k (y^2 - h_w^2)}{\ln \frac{r}{r_w} - \frac{n}{2}\left(\frac{r}{r_e}\right)^2}, \qquad \text{(IV,19)}$$

где n — доля полного расхода Q, вызванного вертикальным просачиванием;

y — глубина воды на радиальном расстоянии r.

Если $n = 1$, то

$$Q = \pi r_e^2 q_v. \qquad \text{(IV,20)}$$

Подстановка $r = r_e$ в уравнение (IV,19) и совместное решение с уравнением (IV,20) дает

$$\frac{Q}{kh_e^2} = \frac{\pi\left[1 - \left(\frac{h_w}{h_e}\right)^2\right]}{1{,}151 \lg\left(\frac{1}{\pi} \cdot \frac{Q}{kh_e^2} \cdot \frac{h_e^2/r_w^2}{q_v/k}\right) - \frac{1}{2}}. \qquad \text{(IV,21)}$$

Уравнение (IV,21) не имеет явного решения. Зависимость эта изображена семейством кривых, приведенных на рисунке 102 и 103. Метод использования кривых этих рисунков можно проиллюстрировать на следующем примере, приведенном Петерсоном и др. (1952).

С мая по октябрь к поверхности грунтовых вод просачивается слой ирригационной воды средней толщиной 0,5 фута (15 см) в месяц. Эта вода должна быть удалена путем дренирования при использовании колодцев диаметром 12 дюймов (30 см). Водопроницаемый поверхностный слой имеет глубину 65 футов (19,5 м), и грунтовая вода должна удерживаться на глубине не менее 15 футов (4,5 м) от поверхности почвы. Коэффициент фильтрации равен $5 \cdot 10^{-4}$ футов в секунду ($1{,}5 \cdot 10^{-4}$ м/сек). Насосы будут работать только в течение 6-месячного ирригационного сезона. Следует определить, какой расход можно ожидать и каким должно быть расстояние между колодцами, если средняя высота понижения в колодцах должна поддерживаться равной 50 футам (15 м). Используя размерности, выраженные через футы и

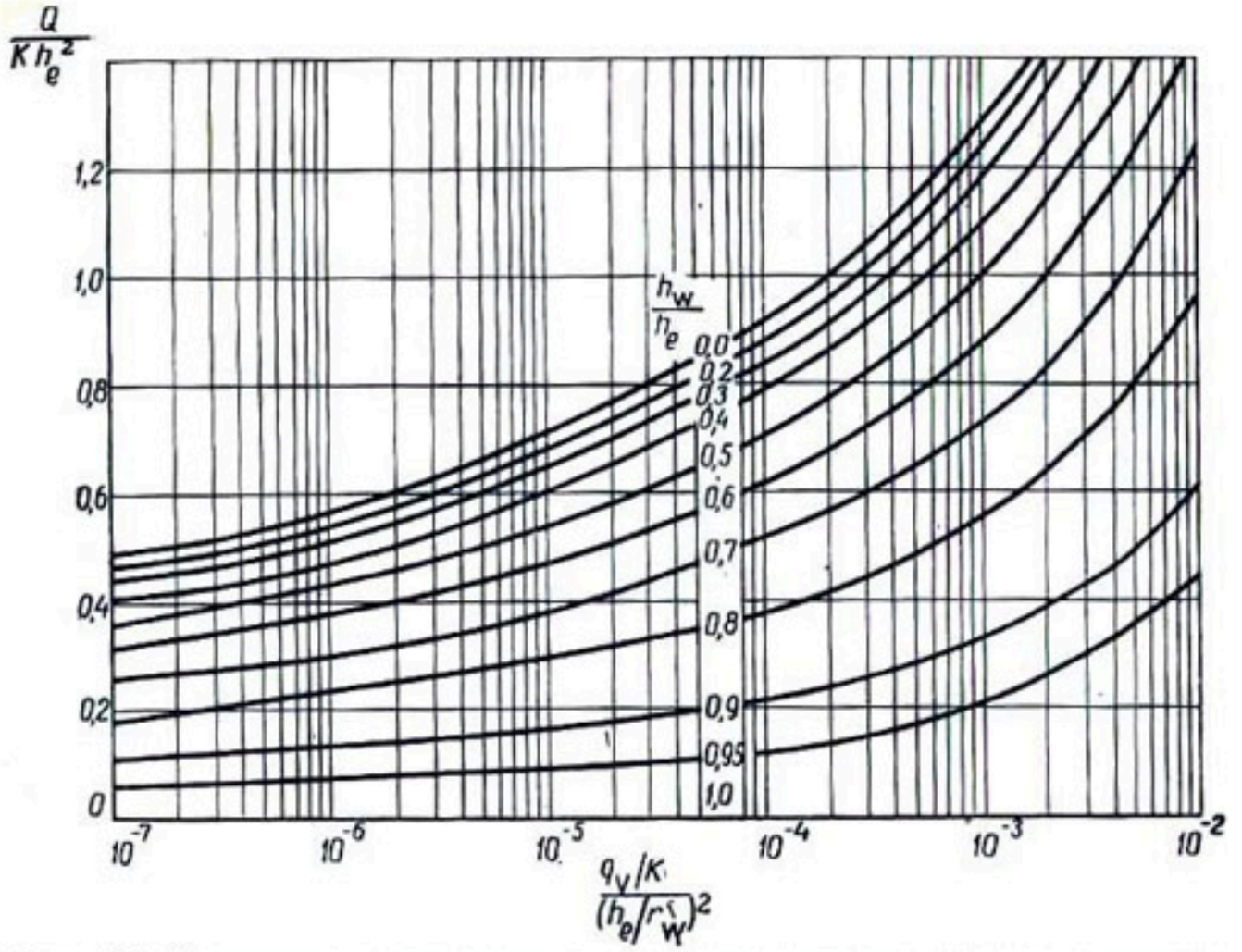


Рис. 102. Параметры расхода для вертикально пополняемого неограниченного грунтового потока.
По вертикали — коэффициент колодца; по горизонтали — коэффициент пополнения.

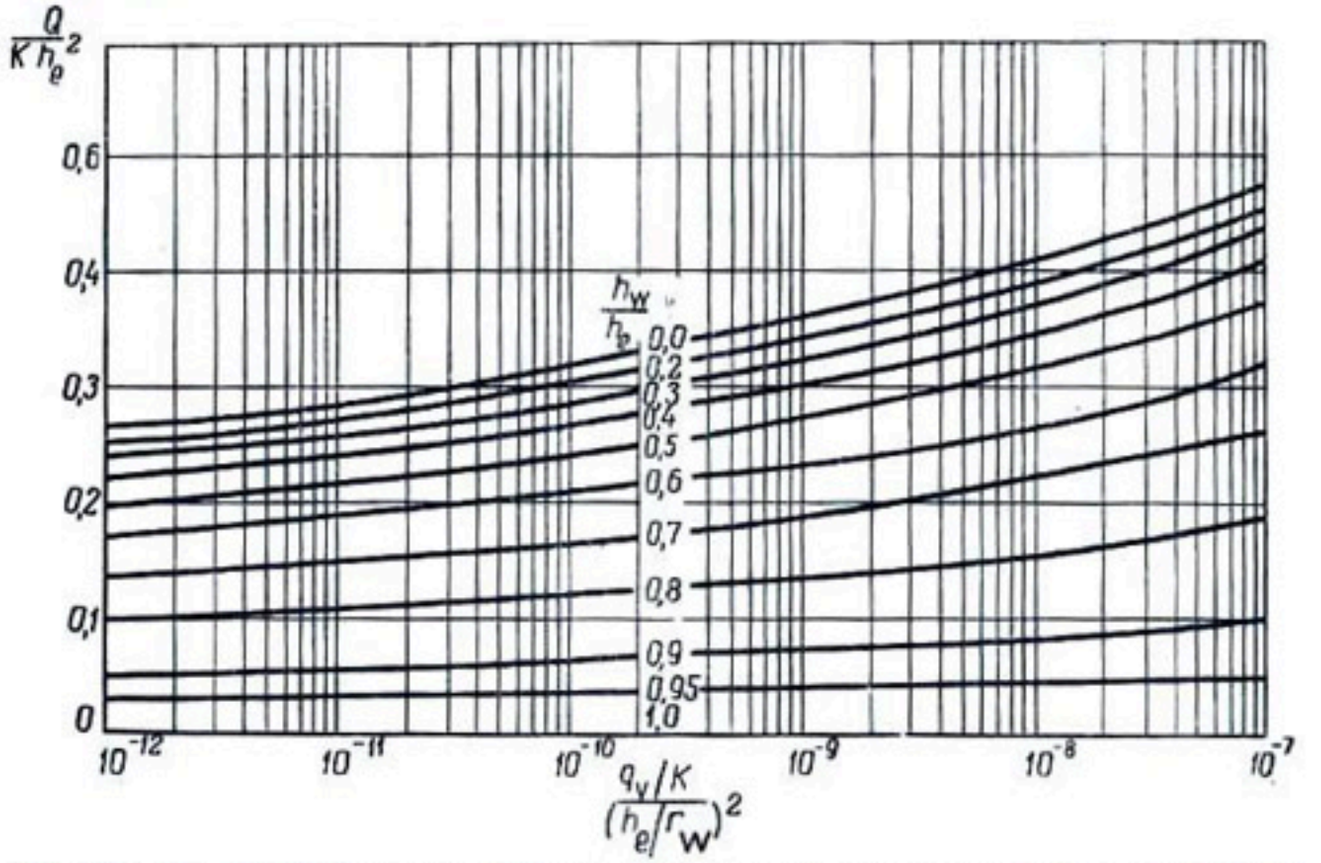


Рис. 103. Параметры расхода для вертикально пополняемого неограниченного грунтового потока (продолжение рис. 102 влево, масштаб по вертикальной оси увеличен).

секунды, будем иметь $\frac{q_v}{k} = \frac{0{,}5 \cdot 10^4}{30 \cdot 3600 \cdot 24 \cdot 5}$ и $\frac{h_e}{r_w} = \frac{50}{0{,}5} = 100$. Поэтому $\frac{q_v/k}{(h_e/r_w)^2} = 1/(3)(36)(24)(100)^2 = 3{,}86 \cdot 10^{-8}$, $h_w/h_e = 15/50 = 0{,}3$.

Согласно рисункам 102 и 103, $\frac{Q}{kh_e^2} = 0{,}407$ и $Q = (0{,}407)(5 \cdot 10^{-4}) \times$ $\times (50)^2 = 0{,}509$ куб. фута в секунду (0,0143 м³/сек). Для полного перехвата этих вод расстояние между колодцами должно составлять $r_e\sqrt{2}$, если колодцы располагаются в квадратной сетке. Из уравнения (IV,20) имеем

$$r_e = \sqrt{\frac{0{,}509 \cdot 30 \cdot 3600 \cdot 24}{0{,}5\pi}} = 918 \text{ футов } (275{,}4 \text{ м}),$$

и расстояния должны быть равны $1{,}41 \cdot 918 = 1{,}294$ фута (378,2 м).

При $r = r_e$ уравнение (IV,19) может быть записано в следующей форме:

$$Q = \frac{\pi k (h_e^2 - h_w^2)}{\ln\left[e^{-n/2}\frac{r_e}{r_w}\right]}. \qquad \text{(IV,22)}$$

В результате преобразования $r_w = r'_w e^{-n/2}$ уравнение (IV,22) приводится к уравнению (IV,2). Отсюда видно, что геометрия системы вертикально пополняемого вспомогательного колодца при радиусе колодца r_w аналогична системе колодца Дюпюи, имеющего радиус $r'_w = e^{n/2} r_w$. Эти данные могут быть использованы для определения высоты участка высачивания такого колодца. Рассмотрим предыдущий пример, где $n = 1$. Для этого случая $r'_w = 1{,}643 \cdot 0{,}5 = 0{,}821$ фута (0,246 м) и $\frac{Q}{k(r'_w)^2} = \frac{0{,}509}{(5 \times 10^{-4})(0{,}821)^2} =$ $= 1510$; $\frac{h_w}{r'_w} = \frac{15}{0{,}821} = 18{,}3$. По рисунку 98 находим $\frac{h_s}{r'_w} = 39{,}4$ и $h_s = 0{,}821 \cdot 39{,}4 = 32{,}3$ фута (9,7 м). Высота участка высачивания будет, следовательно, $32{,}3 - 15{,}0 = 17{,}3$ фута (5,19 м).

4. Замечания. Режим грунтовых вод, особенно в связи с дренажными колодцами, будет, как правило, всегда находиться в неустановившемся состоянии. Тем не менее работа дренажного колодца сводится к тому, чтобы удалить излишнюю воду. Несмотря на неудачу попыток учесть все тонкости переходных процессов, проектирование дренажных колодцев с учетом их пополнения, очевидно, является довольно логичным. При рассмотрении неустановившегося движения выявляются средние значения для всего сезона. Если эти средние значения будут использованы при проектировании, то результаты будут, безусловно, вполне приемлемыми.

В некоторых условиях, возможно, понадобится рассмотреть более короткий период, скажем, среднее значение в пиковый месяц. Время, которое требуется для снижения уровня воды после критического максимума, может быть определено из уравнений неустановившегося состояния при условии, что в дальнейшем не будет происходить заметное пополнение. В некоторых случаях этот элемент времени может быть решающим фактором при проектировании.

§ 2. Артезианские колодцы

При артезианском колодце толщина водонасыщенного слоя не уменьшается по мере приближения к колодцу. Следовательно, может быть написано уравнение, аналогичное уравнению (IV,12):

$$Q = 2\pi r m k \frac{dy}{dr} . \qquad \text{(IV,23)}$$

Интегрирование уравнения (IV,23) дает

$$Q = 2\pi k m \frac{y_2 - y_1}{\ln (r_2/r_1)} . \qquad \text{(IV,24)}$$

При совершенном артезианском колодце не существуют криволинейный поток и поверхность высачивания. В соответствии с этим уравнение (IV,24) является вполне точным, так как здесь имеет место идеальный случай, для которого оно составлено. Если r_2 и r_1 являются радиусом влияния и радиусом колодца соответственно, то $y_2 - y_1$ равно понижению уровня воды D в колодце, и уравнение может быть написано в форме

$$Q = \frac{2\pi k m D}{\ln (r_e/r_w)} . \qquad \text{(IV,25)}$$

При дренаже земельных участков целью артезианских колодцев является ослабление артезианского давления и уменьшение просачивания вверх. Если k, m и Q могут быть определены, то уравнение (IV,24) может быть использовано для определения уменьшения пьезометрического напора при любом значении r.

1. Горизонтально пополняемые колодцы. Если i_n является естественным наклоном пьезометрической поверхности, то артезианский колодец будет перехватывать расход

$$Q = 2r_e k m i_n . \qquad \text{(IV,26)}$$

Решая уравнения (IV,25) и (IV,26) совместно и исключая r_e, получим

$$\frac{Q}{kDm} = \frac{2\pi}{2{,}303 \lg\left(\frac{1}{2} \cdot \frac{Q}{kDm} \cdot \frac{D/r_w}{i_n}\right)}. \qquad \text{(IV,27)}$$

Уравнение (IV,27) полезно при прогнозировании расхода при установившемся состоянии потока к колодцу, перехватывающему воды артезианского слоя. Так как уравнение (IV,27) не имеет

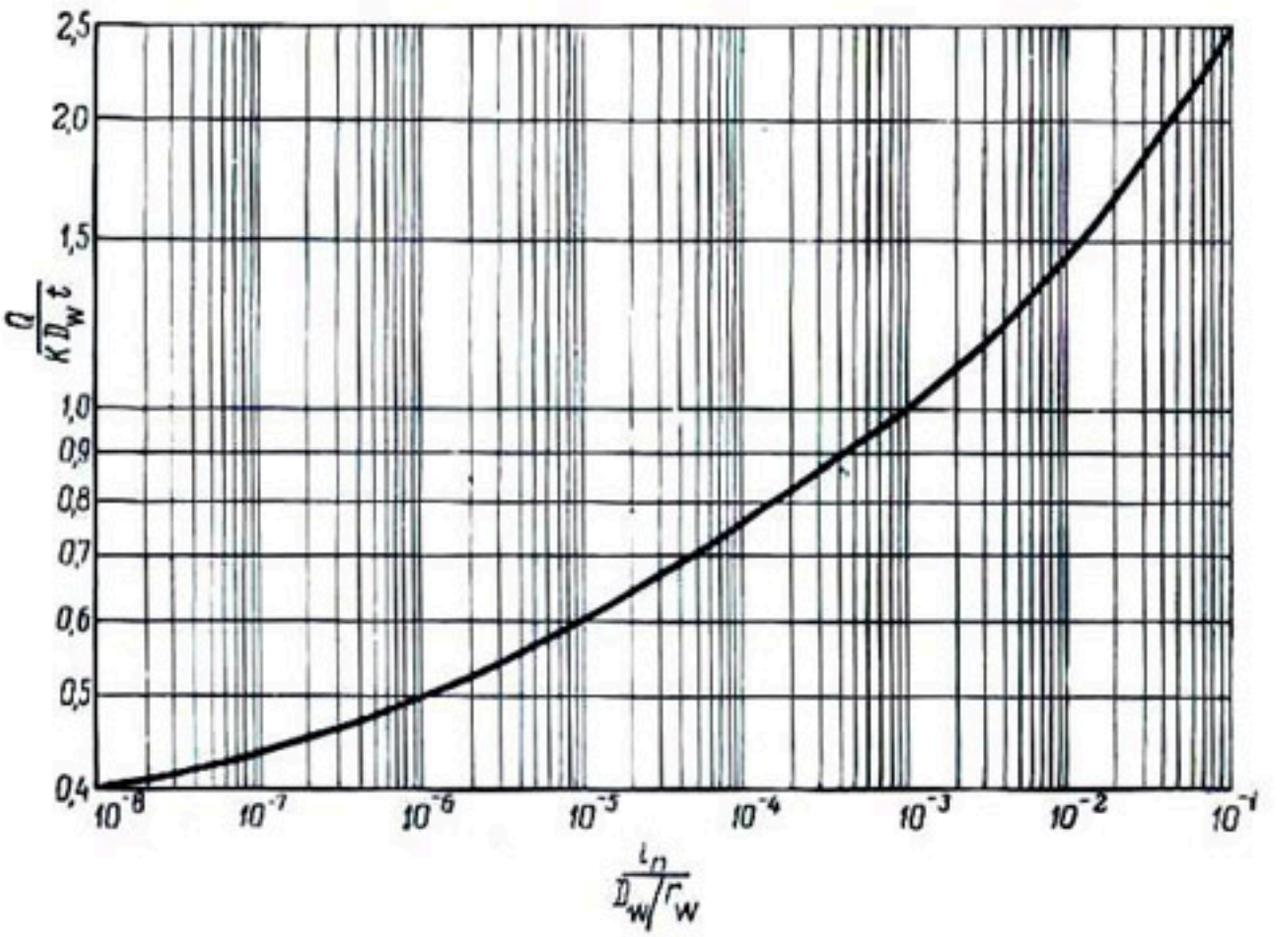


Рис. 104. Параметры расхода для горизонтально пополняемого артезианского колодца.
По вертикали — коэффициент колодца; по горизонтали — коэффициент пополнения.

явного решения, то выражаемая им зависимость показана на рисунке 104. Эти графики могут быть использованы для определения Q, если известны величины i_n, D_w, r_w, m и k.

2. Несовершенные колодцы. Самсио (1931) применил теорию потенциалов к несовершенному артезианскому колодцу, который он рассматривал как линию точечных стоков для различных граничных условий. Несмотря на точность, его результаты все же трудно применить. Маскет (1937) детально рассмотрел эту задачу и предложил методы определения формы потока. Ему также удалось вывести формулу для довольно точного определения рас-

хода. Однако эта формула слишком сложна для практического применения. Маскет сообщает, что его формула может быть заменена с удовлетворительным приближением формулой, предложенной Козени, применение которой является менее трудным. Формула Козени имеет следующий вид[1]:

$$Q = \frac{2\pi k m \bar{m} D}{\ln \frac{r_e}{r_w}} \left(1 \div 7 \sqrt{\frac{r_w}{2m}} \cos \frac{\pi \bar{m}}{2}\right), \qquad \text{(IV,28)}$$

где $\bar{m}$ — десятичная дробь, которая равна относительной глубине колодца в долях толщины водоносного слоя m (остальные обозначения имеют прежние значения).

Как Маскет, так и Самсио пришли к заключению, что заглубление колодца в водоносный пласт, превышающее 50%, дает такой же расход, как и в случае совершенного колодца.

3. Поступление воды из нижележащего артезианского слоя. Хотя нижний водоносный слой может быть ограничен расположенным сверху слоем с относительно малой проницаемостью, однако объем воды, который может просочиться через этот слой к (осушаемому) водоносному слою, может быть очень большим. При этом могут существовать довольно значительные гидравлические градиенты, направленные вверх. В аллювиальных долинах орошаемого Запада возрастание гидростатического напора с глубиной является скорее правилом, чем исключением, так что обычно некоторое количество воды просачивается вверх. Израэльсен и Маклоглин (1935) в своем сообщении указали, что в нижней долине Каш-Вэлли (штат Юта) имеют место направленные вверх гидравлические градиенты, равные 16 футам на 100 футов, и установили, что просачивание вверх составляет 250 мм (10 дюймов) в год, если даже не учитывать при этом выхода через трещины и червоточины. Величина этого просачивания может быть определена, если известен пьезометрический напор в артезианском водоносном слое и если можно определить проводимость и толщину слоев, лежащих на пути движения. Задача может быть решена просто — путем применения уравнения Дарси к потоку, последовательно проходящему через n слоев. Уравнение[2] выводится для

---

[1] Анализ формулы Козени и ее опытная проверка показали весьма узкие границы возможности ее применения (см. С. К. Абрамов и В. Д. Бабушкин «Методы расчета притока воды к буровым скважинам». Госстройиздат, М., 1955).— *Прим. ред.*

[2] Уравнение Г. Н. Каменского (Г. Н. Каменский «Основы динамики подземных вод», ч. II, ОНТИ, 1935; Г. Н. Каменский, Н. А. Корчетоков, В. И. Розин «Движение подземных вод в неоднородных пластах», ОНТИ, 1935).— *Прим. ред.*

слоев, которые являются в основном горизонтальными:

$$q = \frac{h}{\frac{k_1}{b_1} + \frac{k_2}{b_2} + \ldots + \frac{k_n}{b_n}}, \qquad \text{(IV,29)}$$

где h — превышение пьезометрического напора, существующего в артезианском водоносном слое, над зеркалом грунтовых вод;

k_n и b_n — проводимость и толщина соответственно каждого из слоев n, расположенных выше водоносного слоя;

q — расход вверх на единицу горизонтальной площади.

Для предварительных исследований мы можем определить производительность колодца, используя рисунок 104, а также уменьшение давления в различных точках водоносного слоя, используя уравнение (IV,24) или уравнение неустановившегося движения. Уравнение (IV,29) может быть применено для рассмотрения экономической стороны проблемы дренажа при использовании артезианских колодцев. Если это обещает успех, то следует организовать проведение опытов с колодцами и установить их влияние на уровень грунтовых вод. Данные об уровне грунтовых вод на площади проводимых испытаний должны содержать такие материалы, чтобы можно было учесть поверхностную инфильтрацию, испарение воды почвой, транспирацию, а также приток и отток подземных вод. Обычно испарение и транспирация определяются с достаточной точностью с помощью метода, предложенного Блайни и др. (1952).

Значительное количество воды может выходить из артезианских слоев в осушаемый водоносный слой через незакрытые или недостаточно хорошо закрытые колодцы. Во многих случаях обшивка подвергается действию коррозии, а в других случаях вода может подниматься вдоль обшивки. Хотя уменьшение артезианского давления путем откачивания уменьшает или останавливает совсем такую утечку, надлежащий уход за заброшенными колодцами является весьма желательным, в особенности с целью их сохранности.

2. КОЛОДЦЫ ПРИ НЕУСТАНОВИВШЕМСЯ РЕЖИМЕ

§ 1. Общая часть

Если не имеется пополнения, то площадь влияния колодца возрастает, и пьезометрический напор (или свободная поверхность) уменьшается так, что приток воды к колодцу становится равным оттоку. Дифференциальное уравнение такого осесимметричного неустановившегося потока к колодцу имеет следующий вид:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}, \qquad \text{(IV,29a)}$$

где T — водопроводимость, равная km;

S — коэффициент водоотдачи.

Этот коэффициент равен объему воды, которая стекает в колодец с единицы площади при уменьшении пьезометрического напора на единицу. В случае артезианского колодца эта вода освобождается благодаря действию сжатия, связанному с падением давления. Для случая с зеркалом грунтовых вод эта вода появляется в результате падения уровня грунтовых вод, при этом S обозначает удельную водоотдачу, или объем гравитационной воды, которая будет дренироваться из единицы объема среды в границах радиуса влияния колодца[1]. Тейс (1935) применил решение уравнения (IV,29a) к случаю постоянного расхода из бесконечно простирающегося артезианского водоносного слоя. Для этого случая понижение ($s = h_0 - h$) при любом радиальном расстоянии r и времени откачивания, равном t, определяется по уравнению

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_{\frac{r^2 S}{4Tt}}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u}\, du. \qquad \text{(IV,30)}$$

Интеграл уравнения (IV,30) известен под названием интегральная показательная функция, которая обычно пишется в форме

$$Ei(u) = \int_{u}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u}\, du. \qquad \text{(IV,31)}$$

Она хорошо известна, и таблицы ее значений опубликованы в 1933 г. институтом Смитсона[2]. В литературе о колодцах уравнение (IV,31) часто пишется в форме

$$W(u) = \int_{u}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u}\, du, \qquad \text{(IV,32)}$$

где $W(u)$ называется функцией колодца с переменной u. Как следствие из уравнений (IV,30) и (IV,32) имеем

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}, \qquad \text{(IV,33)}$$

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u). \qquad \text{(IV,34)}$$

Таблица 12 дает значения $W(u)$ для различных значений u.

[1] См. примечание к стр. 233.— *Прим. ред.*

[2] См., например, Е. Янке и Ф. Эмде «Таблицы функций», Гостехиздат, М., 1948; обозначение иное: $-Ei(-u) = W(u)$.— *Прим. ред.*

Значения функции $W(u)$ при разных аргументах u

N \ u	N·10⁻¹⁵	N·10⁻¹¹	N·10⁻¹³	N·10⁻¹²	N·10⁻¹¹	N·10⁻¹⁰	N·10⁻⁹	N·10⁻⁸
1,0	33,9616	31,6590	29,3564	27,0538	24,7512	22,4486	20,1460	17,8435
1,1	33,8662	31,5637	29,2611	26,9585	24,6559	22,3533	20,0507	17,7482
1,2	33,7792	31,4767	29,1741	26,8715	24,5689	22,2663	19,9637	17,6611
1,3	33,6992	31,3966	29,0940	26,7914	24,4889	22,1863	19,8837	17,5811
1,4	33,6251	31,3225	29,0199	26,7173	24,4147	22,1122	19,8096	17,5070
1,5	33,5561	31,2535	28,9509	26,6483	24,3458	22,0432	19,7406	17,4380
1,6	33,4916	31,1890	28,8864	26,5838	24,2812	21,9786	19,6760	17,3735
1,7	33,4309	31,1283	28,8258	26,5232	24,2206	21,9180	19,6154	17,3128
1,8	33,3738	31,0712	28,7686	26,4660	24,1634	21,8608	19,5583	17,2557
1,9	33,3197	31,0171	28,7145	26,4119	24,1094	21,8068	19,5042	17,2016
2,0	33,2684	30,9658	28,6632	26,3607	24,0581	21,7555	19,4529	17,1503
2,1	33,2196	30,9170	28,6145	26,3119	24,0093	21,7067	19,4041	17,1015
2,2	33,1731	30,8705	28,5679	26,2653	23,9628	21,6602	19,3576	17,0550
2,3	33,1286	30,8261	28,5235	26,2209	23,9183	21,6157	19,3131	17,0106
2,4	33,0861	30,7835	28,4809	26,1783	23,8758	21,5732	19,2706	16,9680
2,5	33,0453	30,7427	28,4401	26,1375	23,8349	21,5323	19,2298	16,9272
2,6	33,0060	30,7035	28,4009	26,0983	23,7957	21,4931	19,1905	16,8880
2,7	32,9683	30,6657	28,3631	26,0606	23,7580	21,4554	19,1528	16,8502
2,8	32,9319	30,6294	28,3268	26,0242	23,7216	21,4190	19,1164	16,8138
2,9	32,8968	30,5943	28,2917	25,9891	23,6865	21,3839	19,0813	16,7788
3,0	32,8629	30,5604	28,2578	25,9552	23,6526	21,3500	19,0474	16,7449
3,1	32,8302	30,5276	28,2250	25,9224	23,6198	21,3172	19,0146	16,7121
3,2	32,7984	30,4958	28,1932	25,8907	23,5881	21,2855	18,9829	16,6803
3,3	32,7676	30,4651	28,1625	25,8599	23,5573	21,2547	18,9521	16,6495
3,4	32,7378	30,4352	28,1326	25,8300	23,5274	21,2249	18,9223	16,6197
3,5	32,7088	30,4062	28,1036	25,8010	23,4985	21,1959	18,8933	16,5907
3,6	32,6806	30,3780	28,0755	25,7729	23,4703	21,1677	18,8651	16,5625
3,7	32,6532	30,3506	28,0481	25,7455	23,4429	21,1403	18,8377	16,5351
3,8	32,6266	30,3240	28,0214	25,7188	23,4162	21,1136	18,8110	16,5085
3,9	32,6006	30,2980	27,9954	25,6928	23,3902	21,0877	18,7851	16,4825
4,0	32,5753	30,2727	27,9701	25,6675	23,3649	21,0623	18,7598	16,4572
4,1	32,5506	30,2480	27,9454	25,6428	23,3402	21,0376	18,7351	16,4325
4,2	32,5265	30,2239	27,9213	25,6187	23,3161	21,0136	18,7110	16,4048
4,3	32,5029	30,2004	27,8978	25,5952	23,2926	20,9900	18,6874	16,3848
4,4	32,4800	30,1774	27,8748	25,5722	23,2696	20,9670	18,6644	16,3619
4,5	32,4575	30,1549	27,8523	25,5497	23,2471	20,9446	18,6420	16,3394
4,6	32,4355	30,1329	27,8303	25,5277	23,2252	20,9226	18,6200	16,3174
4,7	32,4140	30,1114	27,8088	25,5062	23,2037	20,9011	18,5985	16,2959
4,8	32,3929	30,0904	27,7878	25,4852	23,1826	20,8800	18,5774	16,2748
4,9	32,3723	30,0697	27,7672	26,4646	23,1620	20,8594	18,5568	16,2542
5,0	32,3521	30,0495	27,7470	25,4444	23,1418	20,8392	18,5366	16,2340
5,1	32,3323	30,0297	27,7271	25,4246	23,1220	20,8194	18,5168	16,2142
5,2	32,3129	30,0103	27,7077	25,4051	23,1026	20,8000	18,4974	16,1948
5,3	32,2939	29,9913	27,6898	25,3861	23,0835	20,7809	18,4783	16,1758
5,4	32,2752	29,9726	27,6700	25,3674	23,0648	20,7622	18,4596	16,1571
5,5	32,2568	29,9542	27,6516	25,3491	23,0465	20,7439	18,4413	16,1387
5,6	32,2388	29,9362	27,6336	25,3310	23,0285	20,7259	18,4233	16,1207
5,7	32,2211	29,9185	27,6159	25,3133	23,0108	20,7082	18,4056	16,1030

Таблица 12

$N \cdot 10^{-7}$	$N \cdot 10^{-6}$	$N \cdot 10^{-5}$	$N \cdot 10^{-4}$	$N \cdot 10^{-3}$	$N \cdot 10^{-2}$	$N \cdot 10^{-1}$	N
15,5409	13,2383	10,9357	8,6332	6,3315	4,0379	1,8229	0,2194
15,4456	13,1430	10,8404	8,5379	6,2363	3,9436	1,7371	0,1860
15,3586	13,0560	10,7534	8,4509	6,1494	3,8576	1,6595	0,1584
15,2785	12,9759	10,6734	8,3709	6,0695	3,7785	1,5889	0,1355
15,2044	12,9018	10,5993	8,2968	5,9955	3,7054	1,5241	0,1162
15,1354	12,8328	10,5303	8,2278	5,9266	3,6374	1,4645	0,1000
15,0709	12,7683	10,4657	8,1634	5,8621	3,5739	1,4092	0,08631
15,0103	12,7077	10,4051	8,1027	5,8016	3,5143	1,3578	0,07465
14,9531	12,6505	10,3479	8,0455	5,7446	3,4581	1,3098	0,06471
14,8990	12,5964	10,2939	7,9915	5,6906	3,4050	1,2649	0,05620
14,8477	12,5451	10,2426	7,9402	5,6394	3,3547	1,2227	0,04890
14,7989	12,4964	10,1938	7,8914	5,5907	3,3069	1,1829	0,04261
14,7524	12,4498	10,1473	7,8449	5,5443	3,2614	1,1454	0,03719
14,7080	12,4054	10,1028	7,8004	5,4999	3,2179	1,1099	0,03250
14,6654	12,3628	10,0603	7,7579	5,4575	3,1763	1,0762	0,02844
14,6246	12,3220	10,0194	7,7172	5,4167	3,1365	1,0443	0,02491
14,5854	12,2828	9,9802	7,6779	5,3776	3,0983	1,0139	0,02185
14,5476	12,2450	9,9425	7,6401	5,3400	3,0615	0,9849	0,01918
14,5113	12,2087	9,9061	7,6038	5,3037	3,0261	0,9573	0,01686
14,4762	12,1736	9,8710	7,5687	5,2687	2,9920	0,9309	0,01482
14,4423	12,1397	9,8371	7,5348	5,2349	2,9591	0,9057	0,01305
14,4095	12,1069	9,8043	7,5020	5,2022	2,9273	0,8815	0,01149
14,3777	12,0751	9,7726	7,4703	5,1706	2,8965	0,8583	0,01013
14,3470	12,0444	9,7418	7,4395	5,1399	2,8668	0,8361	0,008939
14,3171	12,0145	9,7120	7,4097	5,1102	2,8379	0,8147	0,007891
14,2881	11,9855	9,6830	7,3807	5,0813	2,8099	0,7942	0,006970
14,2599	11,9574	9,6548	7,3526	5,0532	2,7827	0,7745	0,006160
14,2325	11,9300	9,6274	7,3252	5,0259	2,7563	0,7554	0,005448
14,2059	11,9033	9,6007	7,2985	4,9993	2,7306	0,7371	0,004820
14,1799	11,8773	9,5748	7,2725	4,9735	2,7056	0,7194	0,004267
14,1546	11,8520	9,5495	7,2472	4,9482	2,6813	0,7024	0,003779
14,1299	11,8273	9,5248	7,2225	4,9236	2,6576	0,6859	0,003349
14,1058	11,8032	9,5007	7,1985	4,8997	2,6344	0,6700	0,002969
14,0823	11,7797	9,4771	7,1749	4,8762	2,6119	0,6546	0,002633
14,0593	11,7567	9,4541	7,1520	4,8533	2,5899	0,6397	0,002336
14,0368	11,7342	9,4317	7,1295	4,8310	2,5684	0,6253	0,002073
14,0148	11,7122	9,4097	7,1075	4,8091	2,5474	0,6114	0,001841
13,9933	11,6907	9,3882	7,0860	4,7877	2,5268	0,5979	0,001635
13,9723	11,6697	9,3671	7,0650	4,7667	2,5068	0,5848	0,001453
13,9516	11,6491	9,3465	7,0444	4,7462	2,4871	0,5721	0,001291
13,9314	11,6289	9,3263	7,0242	4,7261	2,4679	0,5598	0,001148
13,9116	11,6091	9,3065	7,0044	4,7064	2,4491	0,5478	0,001021
13,8922	11,5896	9,2871	6,9850	4,6871	2,4306	0,5362	0,0009086
13,8732	11,5706	9,2681	6,9659	4,6681	2,4126	0,5250	0,0008086
13,8545	11,5519	9,2494	6,9473	4,6495	2,3948	0,5140	0,0007198
13,8361	11,5336	9,2310	6,9289	4,6313	2,3775	0,5034	0,0006409
13,8181	11,5155	9,2130	6,9109	4,6134	2,3604	0,4930	0,0005708
13,8004	11,4978	9,1953	6,8932	4,5958	2,3437	0,4830	0,0005085

N \ n	N·10⁻¹⁵	N·10⁻¹⁴	N·10⁻¹³	N·10⁻¹²	N·10⁻¹¹	N·10⁻¹⁰	N·10⁻⁹	N·10⁻⁸
5,8	32,2037	29,9011	27,5985	25,2959	22,9934	20,6908	18,3882	16,0856
5,9	32,1866	29,8840	27,5814	25,2789	22,9763	20,6737	18,3711	16,0685
6,0	32,1698	29,8672	27,5646	25,2620	22,9595	20,6569	18,3543	16,0517
6,1	32,1533	29,8507	27,5481	25,2455	22,9429	20,6403	18,3378	16,0352
6,2	32,1370	29,8344	27,5318	25,2293	22,9267	20,6241	18,3215	16,0189
6,3	32,1210	29,8184	27,5158	25,2133	22,9107	20,6081	18,3055	16,0029
6,4	32,1053	29,8027	27,5001	25,1975	22,8949	20,5923	18,2898	15,9872
6,5	32,0898	29,7872	27,4846	25,1820	22,8794	20,5768	18,2742	15,9717
6,6	32,0745	29,7719	27,4693	25,1667	22,8641	20,5616	18,2590	15,9564
6,7	32,0595	29,7569	27,4543	25,1517	22,8491	20,5465	18,2439	15,9414
6,8	32,0446	29,7421	27,4395	25,1369	22,8343	20,5317	18,2291	15,9265
6,9	32,0300	29,7275	27,4249	25,1223	22,8197	20,5171	18,2145	15,1919
7,0	32,0156	29,7131	27,4105	25,1079	22,8053	20,5027	18,2001	15,8976
7,1	32,0015	29,6989	27,3963	25,0937	22,7911	20,4885	18,1860	15,8834
7,2	31,9875	29,6849	27,3823	25,0797	22,7771	20,4746	18,1720	15,8694
7,3	31,9737	29,6711	27,3685	25,0659	22,7633	20,4608	18,1582	15,8556
7,4	31,9601	29,6575	27,3549	27,0523	22,7497	20,4472	18,1446	15,8420
7,5	31,9467	29,6441	27,3415	25,0389	22,7363	20,4337	18,1311	15,8286
7,6	31,9334	29,6308	27,3282	25,0257	22,7231	20,4205	18,1179	15,8153
7,7	31,9203	29,6178	27,3152	25,0126	22,7100	20,4074	18,1048	15,8022
7,8	31,9074	29,6048	27,3023	24,9997	22,6971	20,3945	18,0919	15,7893
7,9	31,8947	29,5921	27,2895	24,9869	22,6844	20,3818	18,0792	15,7766
8,0	31,8821	29,5795	27,2769	24,9744	22,6718	20,3692	18,0666	15,7640
8,1	31,8697	29,5671	27,2645	24,9619	22,6594	20,3568	18,0542	15,7516
8,2	31,8574	29,5548	27,2523	24,9497	22,6471	20,3445	18,0419	15,7393
8,3	31,8453	29,5427	27,2401	24,9375	22,6350	20,3324	18,0298	15,7272
8,4	31,8333	29,5307	27,2282	24,9256	22,6230	20,3204	18,0178	15,7152
8,5	31,8215	29,5189	27,2163	24,9137	22,6112	20,3086	18,0060	15,7034
8,6	31,8098	29,5072	27,2046	24,9020	22,5995	20,2969	17,9943	15,6917
8,7	31,7982	29,4957	27,1931	24,9805	22,5879	20,2853	17,9827	15,6801
8,8	31,7868	29,4842	27,1816	24,8790	22,5765	20,2739	17,9713	15,6687
8,9	31,7755	29,4729	27,1703	24,8678	22,5652	20,2626	17,9600	15,6574
9,0	31,7643	29,4618	27,1592	24,8566	22,5540	20,2514	17,9488	15,6462
9,1	31,7533	29,4507	27,1481	24,8455	22,5429	20,2404	17,9378	15,6352
9,2	31,7424	29,4398	27,1372	24,8346	22,5320	20,2294	17,9268	15,6213
9,3	31,7315	29,4290	27,1264	24,8238	22,5212	20,2186	17,9160	15,6135
9,4	31,7208	29,4183	27,1157	24,8131	22,5105	20,2079	17,9053	15,6028
9,5	31,7103	29,4077	27,1051	24,8025	22,4999	20,1973	17,8948	15,5922
9,6	31,6998	29,3972	27,0946	24,7920	22,4895	20,1869	17,8843	15,5817
9,7	31,6894	29,3868	27,0843	24,7817	22,4791	20,1765	17,8739	15,5713
9,8	31,6792	29,3766	27,0740	24,7714	22,4688	20,1663	17,8637	15,5611
9,9	31,6690	29,3664	27,0639	24,7613	22,4587	20,1561	17,8535	15,5509

Однако предыдущий анализ не позволяет явно определить величины S и T по данным опытных откачек. Это решение можно получить с помощью графического метода, используя рисунок 105. На этом рисунке показан график функции $W(u)$. Из уравнений (IV,33) и (IV,34) следует, что для каждого специального испыта-

Продолжение

N·10⁻⁷	N·10⁻⁶	N·10⁻⁵	N·10⁻⁴	N·10⁻³	N·10⁻²	N·10⁻¹	N
13,7830	11,4804	9,1779	6,8758	4,5785	2,3273	0,4732	0,0004532
13,7659	11,4638	9,1608	6,8588	4,5615	2,3111	0,4637	0,0004039
13,7491	11,4465	9,1440	6,8420	4,5448	2,2953	0,4544	0,0003601
13,7326	11,4300	9,1275	6,8254	4,5283	2,2797	0,4454	0,0003211
13,7163	11,4138	9,1112	6,8092	4,5122	2,2645	0,4366	0,0002864
13,7003	11,3978	9,0952	6,7932	4,4963	2,2494	0,4280	0,0002555
13,6846	11,3820	9,0795	6,7775	4,4806	2,2346	0,4197	0,0002279
13,6691	11,3665	9,0640	6,7620	4,4652	2,2201	0,4115	0,0002034
13,6538	11,3512	9,0487	6,7467	4,4501	2,2058	0,4036	0,0001816
13,6388	11,3362	9,0337	6,7317	4,4351	2,1917	0,3959	0,0001621
13,6240	11,3214	9,0189	6,7169	4,4204	2,1779	0,3883	0,0001448
13,6094	11,3068	9,0043	6,7023	4,4059	2,1643	0,3810	0,0001293
13,5950	11,2924	8,9899	6,6879	4,3916	2,1508	0,3738	0,0001155
13,5808	11,2782	8,9757	6,6737	4,3775	2,1376	0,3668	0,0001032
13,5668	11,2642	8,9617	6,6598	4,3636	2,1246	0,3599	0,00009219
13,5530	11,2504	8,9479	6,6460	4,3500	2,1118	0,3532	0,00008239
13,5394	11,2368	8,9343	6,6324	4,3364	2,0991	0,3467	0,00007364
13,5260	11,2234	8,9209	6,6190	4,3231	2,0867	0,3403	0,00006583
13,5127	11,2102	8,9076	6,6057	4,3100	2,0744	0,3341	0,00005886
13,4997	11,1971	8,8946	6,5927	4,2970	2,0623	0,3280	0,00005263
13,4863	11,1842	8,8817	6,5798	4,2842	2,0503	0,3221	0,00004707
13,4740	11,1714	8,8689	6,5671	4,2716	2,0386	0,3163	0,00004210
13,4614	11,1589	8,8563	6,5545	4,2591	2,0269	0,3106	0,00003767
13,4490	11,1464	8,8439	6,5421	4,2468	2,0115	0,3050	0,00003370
13,4367	11,1342	8,8317	6,5298	4,2346	2,0042	0,2996	0,00003015
13,4246	11,1220	8,8195	6,5177	4,2226	1,9930	0,2943	0,00002699
13,4126	11,1101	8,8076	6,5057	4,2107	1,9820	0,2891	0,00002415
13,4008	11,0982	8,7957	6,4939	4,1990	1,9711	0,2840	0,00002162
13,3891	11,0865	8,7840	6,4822	4,1874	1,9604	0,2790	0,00001936
13,3776	11,0750	8,7725	6,4707	4,1759	1,9498	0,2742	0,00001733
13,3661	11,0635	8,7610	6,4592	4,1646	1,9393	0,2694	0,00001552
13,3548	11,0523	8,7497	6,4480	4,1534	1,9290	0,2647	0,00001390
13,3437	11,0411	8,7386	6,4368	4,1423	1,9187	0,2602	0,00001245
13,3326	11,0300	8,7275	6,4258	4,1313	1,9087	0,2557	0,00001115
13,3217	11,0191	8,7166	6,4148	4,1205	1,8987	0,2513	0,000009988
13,3109	11,0083	8,7058	6,4040	4,1098	1,8888	0,2470	0,000008948
13,3002	10,9976	8,6951	6,3934	4,0992	1,8791	0,2429	0,000008018
13,2896	10,9870	8,6845	6,3828	4,0887	1,8695	0,2387	0,000007185
13,2791	10,9765	8,6740	6,3723	4,0784	1,8599	0,2347	0,000006439
13,2688	10,9662	8,6637	6,3620	4,0681	1,8505	0,2308	0,000005771
13,2585	10,9559	8,6534	6,3517	4,0579	1,8412	0,2269	0,000005173
13,2483	10,9458	8,6433	6,3416	4,0479	1,8320	0,2231	0,000004637

ния колодца u пропорционально $\frac{r^2}{t}$, а s пропорционально $W(u)$. Откладывая s по оси ординат и $\frac{r^2}{t}$ по оси абсцисс на кальку в масштабе рисунка 105, получим кривую, подобную кривой этого

рисунка. Часть этой кривой будет соответствовать какой-то части кривой рисунка 105. Безусловно, при сравнении необходимо сохранять параллельность координатной сетки. Выберем опре-

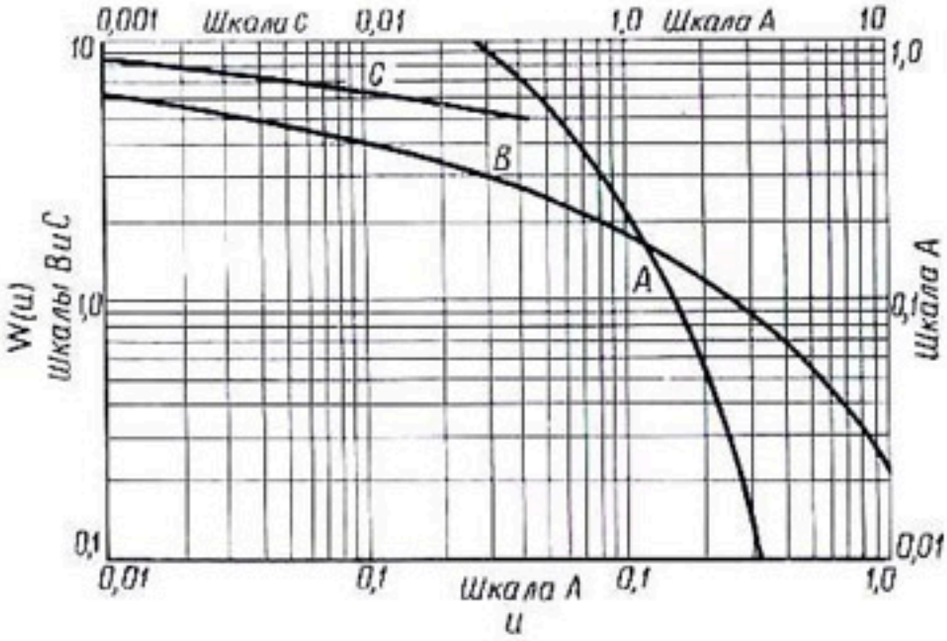


Рис. 105. Функция колодца.

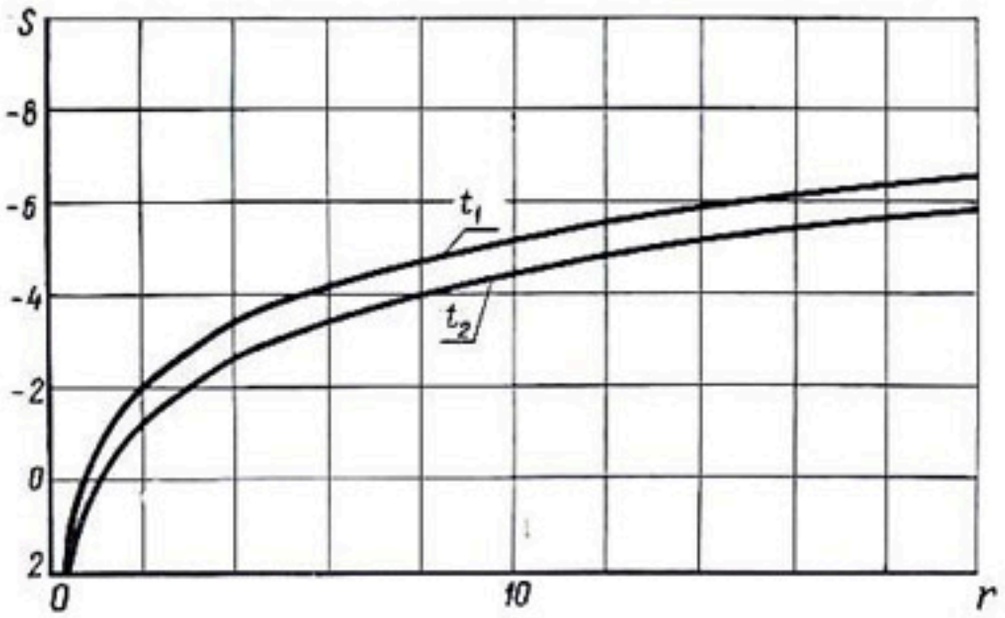


Рис. 106. Зависимость понижения от времени и расстояния от колодца:
s — понижение; r — расстояние от колодца.

деленную точку на совмещаемой части кривых и запишем значения u, $W(u)$, s и $\frac{r^2}{t}$ для этой точки. Значения s и $W(u)$, определенные таким образом, могут быть подставлены в уравнение (IV,33) для решения его относительно T. Используя это значение T,

подставим T, u и $\frac{r^2}{t}$ в уравнение (IV,33), чтобы найти S. Для понижения, измеряемого у колодца, величина r может быть принята равной радиусу колодца r_w. Рисунок 106 иллюстрирует изменение понижения в зависимости от радиального расстояния и времени.

Для большинства встречающихся на практике случаев следующая аппроксимация уравнения (IV,30) будет достаточно точной. Экспоненциальный интеграл может быть выражен в виде бесконечного ряда

$$s = \frac{Q}{4\pi T}\left[-0{,}5772 - \ln\frac{r^2S}{4Tt} + \left(\frac{r^2S}{4Tt}\right) - \frac{1}{2\cdot 2!}\left(\frac{r^2S}{4Tt}\right)^2 + \frac{1}{3\cdot 3!}\left(\frac{r^2S}{4Tt}\right)^3 - \ldots\right]. \quad \text{(IV,35)}$$

Для относительно небольших значений u, т. е. для небольших значений r или больших значений t, все члены уравнения (IV,35), за исключением первых двух, будут незначительными, и можно принять

$$s = \frac{Q}{4\pi T}\left(\ln\frac{1}{u} - 0{,}5772\right). \quad \text{(IV,36)}$$

После подстановки $u_1 = \frac{r^2S}{4Tt_1}$ и $u_2 = \frac{r^2S}{4Tt_2}$ в уравнение (IV,36) получаем для выбранного радиального расстояния выражение

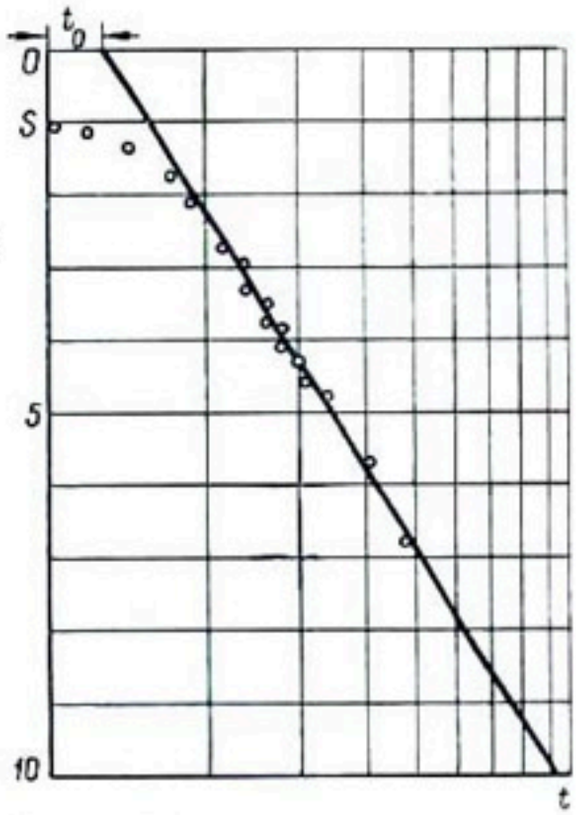


Рис. 107. Понижение в колодце как функция времени:
s — понижение; t — время.

$$s_2 - s_1 = \frac{0{,}183Q}{T}\lg\frac{t_2}{t_1}. \quad \text{(IV,37)}$$

Для использования уравнения (IV,37) на полулогарифмической бумаге может быть вычерчен график зависимости s от t (см. рис. 107). Спустя некоторое время точки оказываются на прямой линии, которая и может быть использована для решения относительно T. Если s_1 и s_2 выбраны для одного логарифмического цикла[1], то $\lg\frac{t_2}{t_1} = 1$, что облегчает решение уравнения (IV,37).

Если в уравнении (IV,36) $s = 0$, то $\ln\frac{1}{u_0} = 0{,}5772$ и $u_0 = 0{,}563$. Если довести прямую до $s = 0$, чтобы получить t_0 (рис. 107), то подстановка в уравнение (IV,33) дает выражение

[1] То есть $t_2 = 10t_1$.— *Прим. ред.*

$$S = 2{,}25\, T\, \frac{t_0}{r^2}\,, \qquad \text{(IV,38)}$$

которое может быть использовано для решения относительно S.

§ 2. Колодцы со свободной поверхностью грунтовых вод

Формулы неустановившегося состояния могут применяться к колодцам со свободным уровнем воды, если вносить необходимую поправку, учитывающую уменьшение толщины фильтрующего слоя при увеличении понижения. Джекоб (1944) показал, что поправку, равную $\frac{s^2}{2m}$, следует вычесть из наблюдаемых значений понижения s. Для этой цели m можно принять за первоначальную глубину воды. Внеся эту поправку, мы можем поступать в дальнейшем так, как будто бы мы имеем дело с артезианским колодцем. Если такую поправку не вносить, то это повлечет за собой значительные погрешности при вычислении значений S и T.

§ 3. Артезианские колодцы с постоянным напором

Джекоб и Ломан (1952) опубликовали решение для неустановившегося притока воды к колодцу, который дает расход в условиях постоянного понижения. Это решение имеет вид

$$s_w = \frac{Q}{2\pi T G(\alpha)}\,, \qquad \text{(IV,39)}$$

где s_w — понижение у колодца,

$$\alpha = \frac{Tt}{Sr_w^2}\,,$$

$G(\alpha)$ — неопределенный интеграл, который можетбыть определен только численным путем.

Значения $G(\alpha)$ также были опубликованы. Было найдено, что для больших значений α (при больших значениях t) величина $G(\alpha)$ приближается к $2/W\left(\frac{1}{4}\alpha\right)$, где W — функция колодца Тейса. В таблице 13 даны значения $G(\alpha)$ для различных значений α. При больших значениях t величину $G(\alpha)$ можно приближенно подсчитать по формуле

$$G(\alpha) \cong \frac{2}{2{,}3 \lg (2{,}25\,\alpha)}\,. \qquad \text{(IV,40)}$$

§ 4. Использование полученных формул при решении задач

Уравнения неустановившегося состояния основываются на предпосылке, что вся вода, расходуемая колодцем, забирается из запасов обширного водоносного слоя. Степень справедливости этого высказывания зависит от продолжительности выкачивания и от характера пополнения. Эти уравнения удобно применять для прогнозирования сроков и величины уменьшения давления в результате откачки из артезианского слоя, которая производится для уменьшения восходящего течения. Если пополнение является циклическим, то уравнения неустановившегося состояния, очевидно, дадут правильные значения, если операции по откачке не превышают по продолжительности цикл пополнения. Для колодцев со свободной поверхностью грунтовых вод эти уравнения могут быть полезными при определении времени, которое требуется для понижения поверхности грунтовых вод вслед за ирригацией.

Проект колодцев, дренирующих грунтовые воды, следует проверить с двух точек зрения.

1. Проект должен обеспечить снижение уровня воды после ирригации или сильных осадков в достаточно короткое время так, чтобы при этом не был нанесен экономический ущерб с.-х. культурам. С этой целью можно пользоваться формулами неустановившегося состояния.

2. Проект должен обеспечить удаление по крайней мере сезонного пополнения воды с таким расчетом, чтобы не происходило непрерывное поднятие уровня грунтовых вод. В большинстве случаев достаточно исследовать более короткий период удаления, скажем, месяц максимальной нагрузки или трехмесячный период. С этой целью могут быть использованы формулы установившегося состояния.

Формулы неустановившегося состояния являются также очень полезными при определении k или T и S на основе данных испытания по откачке в полевых условиях. Для этой цели можно использовать наблюдательные колодцы или пьезометры, устанавливаемые на некотором расстоянии от колодца, из которого откачивается вода. Использование значений понижения у колодца часто не дает надежных результатов. Эти уравнения могут быть применены как к артезианским колодцам, так и к колодцам со свободным уровнем грунтовых вод. В последнем случае должны быть внесены поправки на уменьшение высоты водонасыщенного слоя из-за понижения поверхности грунтовых вод.

Таблица 13

Величины G (α) для значений α, заключенных между 10^{-4} и 10^{11}

	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	1	10	10^{2}	10^{3}	10^{4}	10^{5}	10^{6}	10^{7}	10^{8}	10^{9}	10^{10}	10^{11}
1	56,9	18,34	6,13	2,249	0,985	0,534	0,346	0,251	0,1964	0,1708	0,1360	0,1177	0,1037	0,0927	0,0838	0,0764
2	40,4	13,11	4,47	1,716	0,803	0,461	0,311	0,232	0,1841	0,1524	0,1299	0,1131	0,1002	0,0899	0,0814	0,0744
3	33,1	10,79	3,74	1,477	0,719	0,427	0,294	0,222	0,1777	0,1479	0,1266	0,1106	0,0982	0,0883	0,0801	0,0733
4	28,7	9,41	3,30	1,333	0,667	0,405	0,283	0,215	0,1733	0,1449	0,1244	0,1089	0,0968	0,0872	0,0792	0,0726
5	25,7	8,47	3,30	1,234	0,630	0,389	0,274	0,210	0,1701	0,1426	0,1227	0,1076	0,0958	0,0864	0,0785	0,0720
6	23,5	7,77	2,78	1,160	0,602	0,377	0,268	0,206	0,1675	0,1408	0,1213	0,1066	0,0950	0,0857	0,0779	0,0716
7	21,8	7,23	2,60	1,103	0,580	0,367	0,263	0,203	0,1654	0,1393	0,1202	0,1057	0,0943	0,0851	0,0774	0,0712
8	20,4	6,79	2,46	1,057	0,562	0,359	0,258	0,200	0,1636	0,1380	0,1192	0,1049	0,0937	0,0846	0 0770	0,0709
9	19,3	6,43	2,35	1,018	0,547	0,352	0,254	0,198	0,1621	0,1369	0,1184	0,1043	0,0932	0,0842	0,0767	0,0706
10	18,3	6,13	2,25	0,985	0,534	0,346	0,251	0,196	0,1608	0,1360	0,1177	0,1037	0,0927	0,0838	0,0764	0,0704

Примечание: принцип построения таблицы такой же, как и таблицы 12 на стр. 252.— *Прим. ред.*

3. ПРИМЕНЕНИЕ ТЕОРИИ ПОТЕНЦИАЛОВ К КОЛОДЦАМ

§ 1. Общая часть

Если установившийся поток рассматривается в среде с изотропной проницаемостью, то для решения задач дренирования грунтовой воды может быть использована теория потенциалов. Уравнение Дарси приводит к следующим выражениям:

$$V_x = -k\frac{\partial h}{\partial x}, \quad V_y = -k\frac{\partial h}{\partial y}, \quad V_z = -k\frac{\partial h}{\partial z}, \qquad (IV,41)$$

где V_x, V_y, V_z — скорости в направлении координат x, y и z.

§ 2. Потенциал скорости

Как следствие уравнения (IV,41) скалярная величина h имеет свойства потенциала. Для удобства k и h могут быть объединены для образования скоростного потенциала $\varphi = kh$. Хотя k не является «истинно» скалярной величиной, в среде с постоянной и изотропной проницаемостью она может рассматриваться как постоянная величина. Следовательно, φ можно считать скалярной потенциальной функцией. Отсюда вытекает, что существует сопряженная функция тока ψ. Из предыдущего также вытекает, что потенциальные функции двух или более систем простых потоков могут быть наложены друг на друга для нахождения функции, описывающей сложную систему. Если может быть найден скоростной потенциал, то производная такого потенциала со знаком минус в любом направлении будет являться скоростью фильтрации в этом же направлении, то есть

$$-\frac{\partial \varphi}{\partial x} = V_x, \quad -\frac{\partial \varphi}{\partial y} = V_y, \quad -\frac{\partial \varphi}{\partial z} = V_z,$$

или при векторном обозначении $\mathbf{V} = -\nabla\varphi$.

Существование потенциальной функции подразумевает безвихревое движение. Это находится в противоречии с тем фактом, что течение грунтовой воды в принципе «содержит в себе» сопротивление, являющееся результатом вязкости, и что такое движение неизбежно является вихревым. Это было бы верно в отношении скорости в одной точке. Однако уравнение (IV,41) применяется для «совокупной» скорости, которая является средней скоростью на макроскопической достаточно большой площади, так что вихревые компоненты взаимно уничтожаются.

§ 3. Примеры потенциального потока

Здесь приводится несколько довольно простых примеров. Маскет (1937) приводит многочисленные случаи применения теории потенциалов к задачам потока грунтовой воды. Несколько интересных случаев рассмотрено Джекобом (1949).

1. Колодец в водоносном слое, имеющем равномерный уклон. Для потока в водоносном слое, имеющем равномерный уклон i_n в направлении x, при отсутствии колодца $V_1 = -k\left(\frac{dh}{dx}\right)$. В результате интегрирования и учета знака минус имеем $V_1 x = kh_1 = \varphi_1$, где x является координатой в направлении потока. Для колодца имеем $Q = 2\pi kmh_2/\ln(r/r_w)$, если значение для h_2 выбирается соответственно уровню воды в колодце. Таким образом, для колодца мы имеем $\varphi_2 = (Q/2\pi m)\ln(r/r_w)$, где Q — расход колодца. Если в качестве координаты, перпендикулярной первоначальному наклону, выбирается y, то объединение обеих функций φ_1 и φ_2 дает

$$\varphi = V_1 x + \frac{Q}{4\pi m}\ln\frac{x^2+y^2}{r_w^2}. \qquad \text{(IV,42)}$$

Для функции тока имеем $\psi_1 = V_1 y$ и $\psi_2 = (Q/2\pi m)\,\theta$, где угол θ измеряется от оси x в направлении, противоположном движению часовой стрелки. Объединение этих уравнений дает

$$\psi = V_1 y + \frac{Q}{2\pi m}\operatorname{arctg}\frac{y}{x}. \qquad \text{(IV,43)}$$

Эти уравнения могут быть использованы для построения плана течения вблизи такого колодца (рис. 108). Для действительного колодца мы можем найти расположение водораздела поверхности грунтовых вод. Это будет иметь место при наклоне φ, равном нулю. В направлении x

$$\frac{\partial\varphi}{\partial x} = V_1 + \frac{Q}{2\pi m}\cdot\frac{x}{x^2+y^2} = 0.$$

На оси x мы имеем $y = 0$, так что $x_0 = -Q/2\pi mV_1 = -Q/2\pi mki_n$. В направлении y не существует раздела грунтовых вод. Точка на оси y, за пределами которой фильтрующаяся вода захватывается колодцем, может быть определена путем подстановки $\psi = \pm\frac{Q}{2m}$ в уравнение (IV,43). Эта подстановка дает $y_0 = \pm Q/4mV_1 = \pm Q/4kmi_n$. Высота пьезометрической поверхности над уровнем воды в колодце в этих точках может быть определена путем подста-

новки x_0 и y_0 в уравнение (IV,42):

$$\varphi_{x0} = \frac{Q}{2\pi m}\left(\ln\frac{Q}{2\pi m k r_w i_n} - 1\right);$$

$$\varphi_{y0} = \frac{Q}{2\pi m}\left(\ln\frac{Q}{4 m k r_w i_n}\right).$$

Если бы колодец был устроен в обширном водоносном слое, имеющем равномерный гидравлический уклон, то мы могли бы сделать заключение, что каждому понижению D ниже первоначальной пьезометрической поверхности у колодца соответствует только один расход Q при установившемся состоянии. Тем не

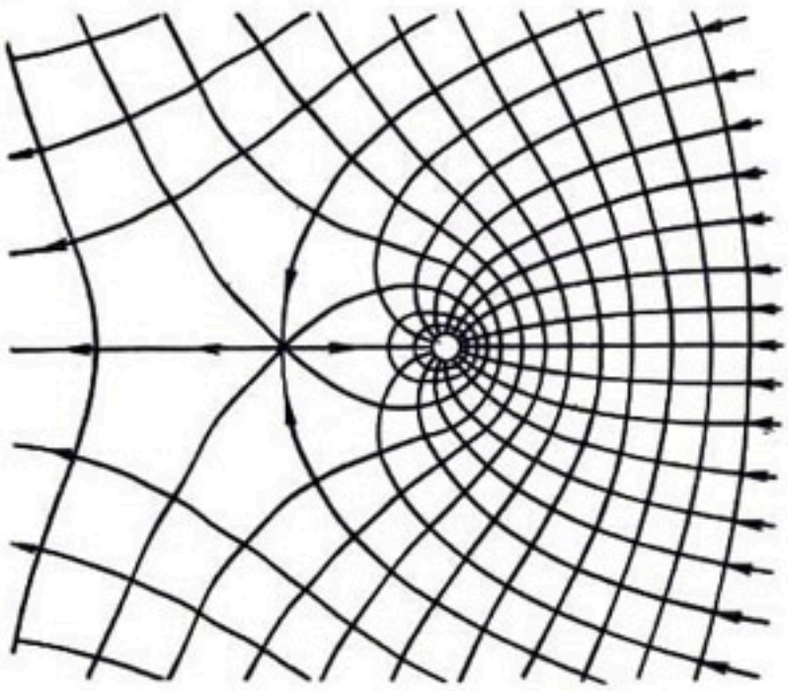


Рис. 108. Колодец в наклонном гидравлическом поле.

менее предыдущая теория, очевидно, не предусматривает такого решения. Если известны k, m и s, то она может быть использована для составления карт модели потока, если Q получено по данным опытных откачек или определено по уравнению (IV,27). Так как граничные значения функций, описываемых уравнениями (IV,42) и (IV,43), являются бесконечными, то мы можем сделать отсюда вывод, что по крайней мере теоретически транзитное состояние сохраняется в случае такого колодца в течение неопределенно долгого времени.

2. Питающие (recharge) и расходующие (discharge) колодцы одинаковой мощности. Если такие колодцы расположены на одной оси x на расстояниях $+x_1$ и $-x_1$ от начала координат, то

$$\varphi_1 = \frac{Q}{2\pi m}\ln\frac{r_1}{r_w} \quad \text{и} \quad \varphi_2 = \frac{Q}{2\pi m}\ln\frac{r_2}{r_w},$$

где r_1 и r_2— радиальные расстояния, отмеренные от расходующего и питающего колодцев соответственно. Объединение этих двух отдельных функций дает

$$\varphi = \frac{Q}{4\pi m} \ln \frac{(x-x_1)^2+y^2}{(x+x_1)^2+y^2}. \qquad \text{(IV,44)}$$

В результате аналогичного наложения мы получаем

$$\psi = \frac{Q}{2\pi m}\left[\operatorname{arctg}\frac{y}{x-x_1} - \operatorname{arctg}\frac{y}{x+x_1}\right]. \qquad \text{(IV,45)}$$

Для постоянных значений φ и ψ уравнения (IV,44) и (IV,45) могут быть решены следующим образом:

$$x^2 - 2x_1\frac{1+c_1}{1-c_1}x + x_1^2\left(\frac{1+c_1}{1-c_1}\right)^2 + y^2 = x_1\left[\left(\frac{1+c_1}{1-c_1}\right)^2 - 1\right]; \qquad \text{(IV,46)}$$

$$x^2 + \left(y - \frac{x_1}{c_2}\right)^2 = x_1^2 + \frac{x_1^2}{c_2^2}, \qquad \text{(IV,47)}$$

где c_1 и c_2— произвольные постоянные.

Эти уравнения дают контуры φ и ψ. Уравнение (IV,46) дает семейство окружностей с радиусами $(2x_1 - \sqrt{e_1})/(1 - c_1)$,

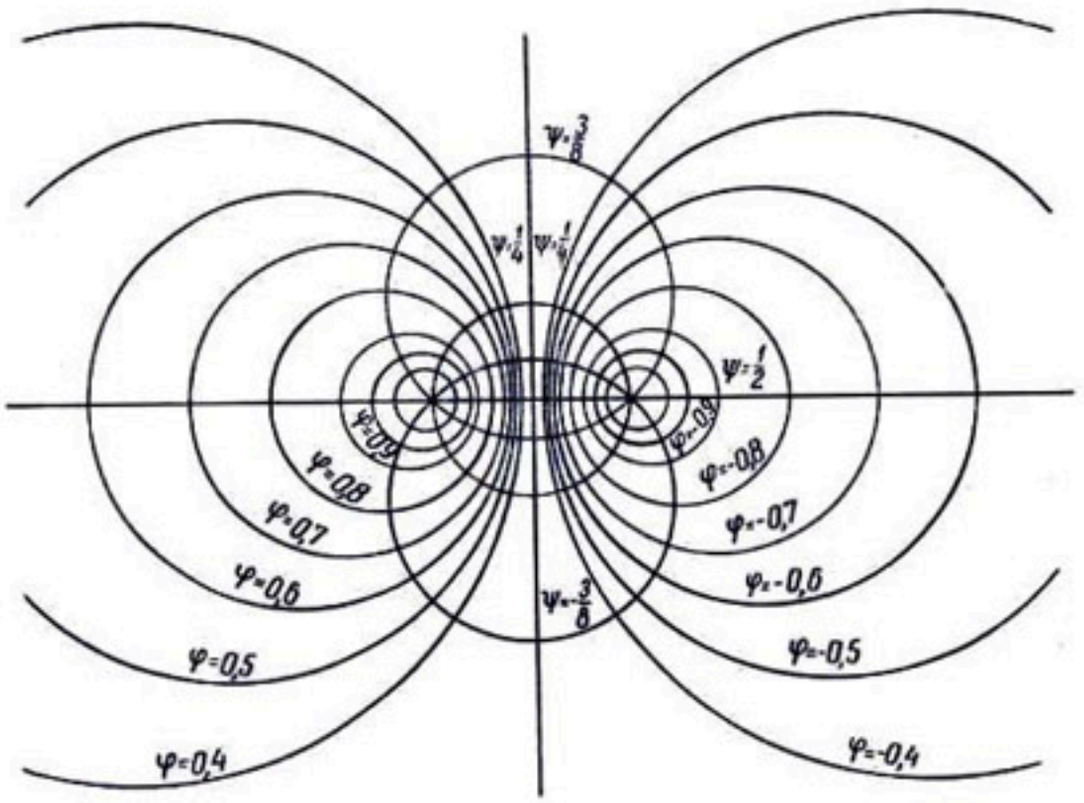


Рис. 109. Модель потока для колодцев пополнения и расхода.

имеющими свой центр на оси x в точках $\pm x_1\ (1 + c_1)/(1-c_1)$. Уравнение (IV,47) представляет собой семейство окружностей с радиусами $x_1 - \sqrt{1 + (1/c_2^2)}$, имеющими свой центр в точках

$\pm x_1/c_2$ на оси y. Это общий случай однородного источника и стока. При таком расположении для любого частного случая существует только один расход Q при установившемся состоянии. Потенциальная функция для комбинации расходующего и питающего колодцев одинаковой мощности в водоносном слое, имеющем однородный гидравлический уклон, может быть выведена в результате прибавления парциальных функций kix и kiy к уравнениям (IV,44) и (IV,45) соответственно.

Предыдущий случай дает решение в таком виде, что φ остается постоянной вдоль оси y. В соответствии с этим левая половина этого решения (рис. 109) является тождественной решению задачи о пополнении колодца потоком с расстояния x_1.

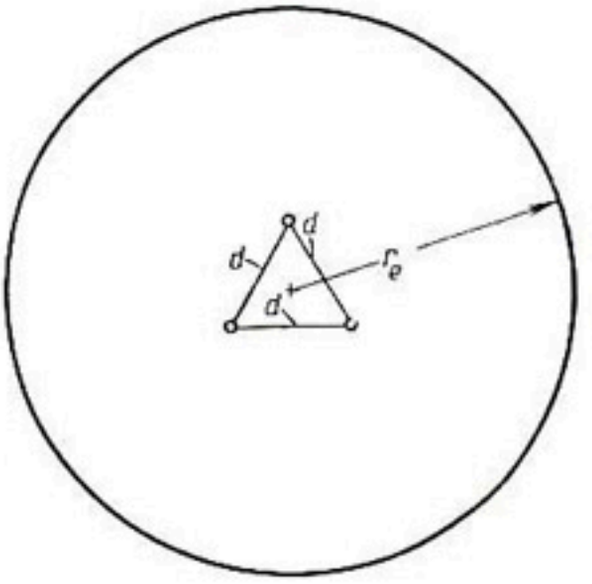


Рис. 110. Три колодца, истощающие общий водоносный слой.

3. Системы нескольких колодцев. Распределение гидравлического напора, если из одного и того же водоносного слоя производится откачка более чем одним колодцем, может быть определено путем наложения потенциальных функций различных колодцев. Допустим, например, что имеются три колодца, расположенные в точках x_1, y_1; x_2, y_2; x_3, y_3 (рис. 110). Радиусы колодцев r_{w1}, r_{w2}, r_{w3}; расходы Q_1, Q_2, Q_3; уровень воды в колодцах одинаковый. Потенциальная функция дается уравнением

$$\varphi = \frac{1}{4\pi m}\left[Q_1 \ln \frac{(x-x_1)^2+(y-y_1)^2}{r_{w_1}^2} + Q_2 \ln \frac{(x-x_2)^2+(y-y_2)^2}{r_{w_2}^2} + \right.$$
$$\left. + Q_3 \ln \frac{(x-x_3)^2+(y-y_3)^2}{r_{w_3}^2} \right], \quad \text{(IV,48)}$$

где φ измеряется от уровня воды в колодцах. Если φ_2 и φ_3 (потенциалы водного уровня во 2-м и 3-м колодце) больше, чем потенциал в 1-м колодце, то их можно прибавить к уравнению (IV,48), приняв в качестве уровня отсчета водный уровень в 1-м колодце.

В результате введения радиуса влияния r_e при относительно большом среднем расстоянии от колодца Маскет предложил метод решения уравнения (IV,48) для трех колодцев с радиусом r_w, которые образуют равносторонний треугольник и имеют общий потенциал φ_w у колодцев (рис. 110). Если d — расстояние

между колодцами, а c — постоянная, выбранная с таким расчетом, чтобы дать требуемый потенциал φ_e у r_e, то для потенциала у каждого колодца и у сферы влияния могут быть составлены следующие уравнения:

$$\varphi_w = c + \frac{Q_2}{2\pi m}\ln\frac{d}{r_w} + \frac{Q_3}{2\pi m}\ln\frac{d}{r_w};$$

$$\varphi_w = c + \frac{Q_1}{2\pi m}\ln\frac{d}{r_w}\frac{Q_3}{2\pi m}\ln\frac{d}{r_w};$$

$$\varphi_w = c + \frac{Q_1}{2\pi m}\ln\frac{d}{r_w} + \frac{Q_2}{2\pi m}\ln\frac{d}{r_w};$$

$$\varphi_e = c + \frac{Q_1}{2\pi m}\ln\frac{r_e}{r_w} + \frac{Q_2}{2\pi m}\ln\frac{r_e}{r_w} + \frac{Q_3}{2\pi m}\ln\frac{r_e}{r_w}. \qquad \text{(IV,49)}$$

Совместное решение дает

$$Q_1 = Q_2 = Q_3 = \frac{2\pi m(\varphi_e - \varphi_w)}{\ln(r_e^3/r_w d^2)}. \qquad \text{(IV,50)}$$

Совокупный расход системы ($3Q$) будет таким же, как и для одного колодца с радиусом, равным $(r_w d^2)^{1/3}$.

Этот же общий метод можно использовать при решении более сложных задач. Маскет (1937) рассмотрел многие из этих задач, а Джекоб (1949) рассмотрел случай системы колодцев, питаемых одним и тем же прямым потоком.

§ 4. Общие замечания

Потенциальная теория исходит из условия установившегося состояния. Это требует, чтобы границы притока находились на бесконечно большом расстоянии или чтобы на конечном расстоянии был источник пополнения, как в случае расходующего и питающего колодца постоянной мощности[1]. На практике такая система двойных колодцев обычно ограничена таким образом, что соблюдение условия установившегося режима теоретически невозможно. Однако во многих случаях установившееся состояние может все же встретиться. При решении таких задач, опираясь на гидрологическую сущность явления, радиус влияния принимается значительно большим по сравнению с радиусом колодца. На таком

[1] Эти условия необязательны. Граничные условия (на конечных расстояниях при разных формах границ) могут задаваться в виде напора, расхода (в том числе нулевого — непроницаемая граница). Много таких задач решено М. Маскетом, «Теория однородных жидкостей в пористой среде», Гостоптехиздат, 1949;, последняя наиболее полная сводка решений применительно к подземным (грунтовым) водам дана в работе Ф. М. Бочевера и П. Н. Веригина «Методическое пособие по расчетам эксплуатационных запасов подземных вод», Госстройиздат, 1961.— *Прим. ред.*

расстоянии потенциал φ_e равен первоначальному «невозмущенному» потенциалу у колодца. Можно также определить Q по уравнениям (IV,18), (IV,21) или (IV,27). В последнем случае r_e может быть найден в результате подстановки Q в уравнение (IV,25).

Линейный потенциал скорости обусловливается постоянной высотой водонасыщенного слоя. Для открытого колодца это неверно. Тем не менее эта теория может применяться с небольшой погрешностью и к таким случаям, если понижение относительно мало по сравнению с толщиной водонасыщенной среды, а m выбирается в качестве средней глубины воды в районе влияния.

В соответствии с имеющейся договоренностью скоростной потенциал φ имеет размерность $[L^2/T]$. На практике более часто употребляется гидравлический напор h. Если φ известно, то преобразование может быть легко осуществлено с помощью соотношения $\varphi = kh$.

4. МЕТОД ОТРАЖЕНИЙ

Допустив существование воображаемого ряда отраженных колодцев, можно принимать в расчет влияние конечных геологических границ, отклоняющихся от идеального случая, принятого при выводе уравнений колодца. Это условие можно проиллюстрировать с помощью рисунка 111, *а*, где изображен водоносный слой, ограниченный непроницаемой преградой. Эта граница является вертикальной плоскостью отражения. Потока через эту плоскость нет, и это условие может быть выражено математически путем воображения такого же колодца, расположенного симметрично относительно плоскости отражения. Гидравлический напор в каждой точке будет представлять собой сумму напоров, получающихся от действительных и «отраженных» колодцев. Для удобства за нулевой уровень для измерения гидравлического напора может быть взят уровень воды в действительных колодцах. Если граница обусловливает питание, которое поддерживается при постоянном напоре (как в случае фильтрации из водоема на рис. 111, *б*), то отображенный колодец будет колодцем-источником. В случае двух параллельных границ (рис. 112) необходимы две плоскости симметрии, и ряд отражений должен быть бесконечным. Практически, поправки необходимо вносить только в отношении немногих ближайших отражений, число которых зависит от желаемой точности. Пользуясь методом отражений, колодцы поверхности грунтовых вод лучше всего рассматривать, применяя формулы артезианских колодцев — уравнение (IV,24) — и принимая величину m равной средней высоте потока.

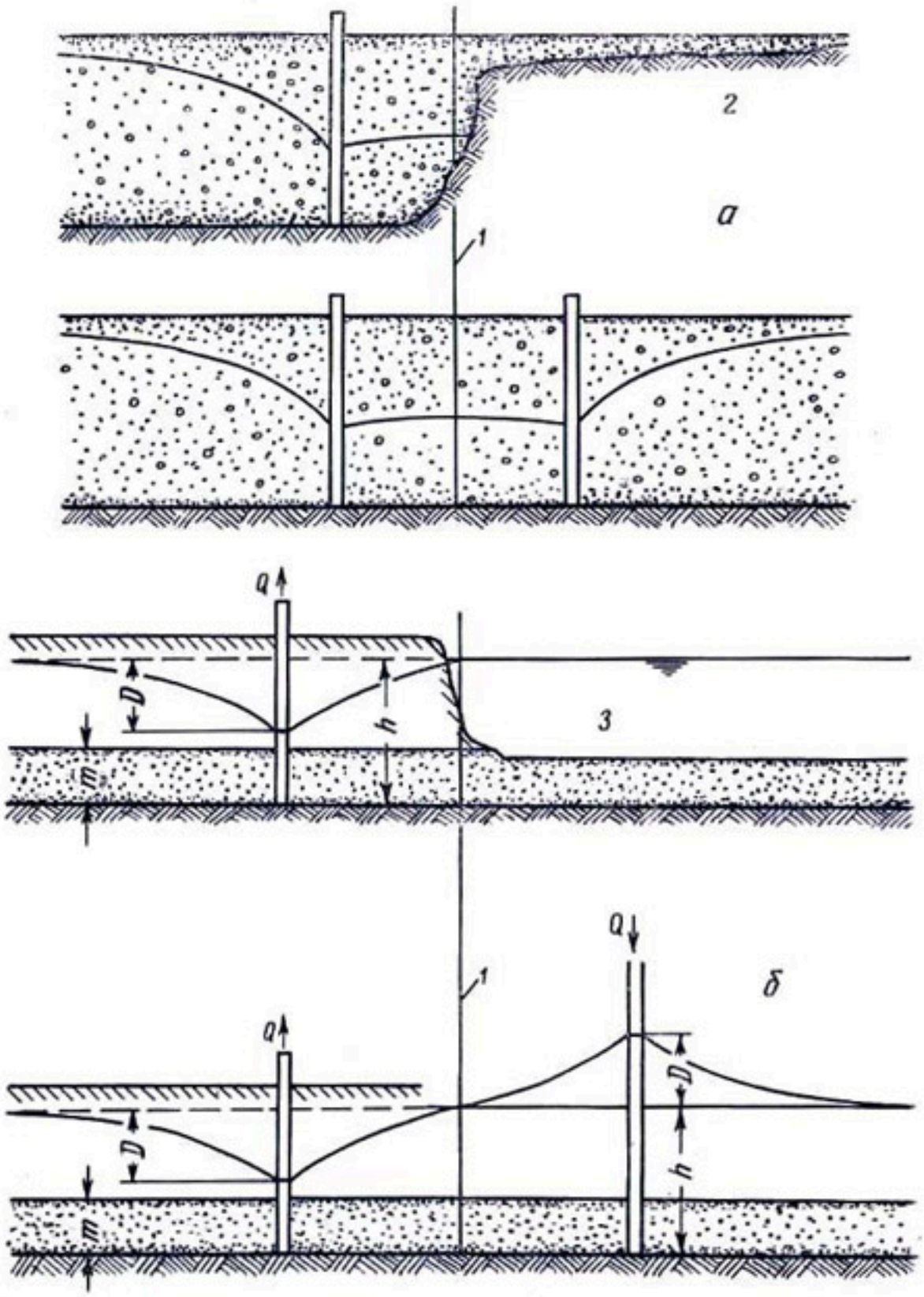


Рис. 111. Применение метода отражений:

а — водоносный слой, ограниченный водонепроницаемым слоем; *б* — водоносный слой, пополняемый из озера; *1* — плоскость отражения; *2* — водонепроницаемый слой; *3* — озеро.

В качестве примера применения этого метода примем условия, аналогичные условиям на рисунке 111, *а*. Допустим, что $Q = 1{,}0$ куб. футу в секунду (0,028 м³/сек), понижение $D = 20$ футам

(6 м) и $T = km = 0{,}15$ кв. фута в секунду (0,014 м²/сек). Диаметр колодца составляет 2 фута (60 см), а расстояние до непроницаемой границы 500 футов (150 м). Каким будет понижение в точке на

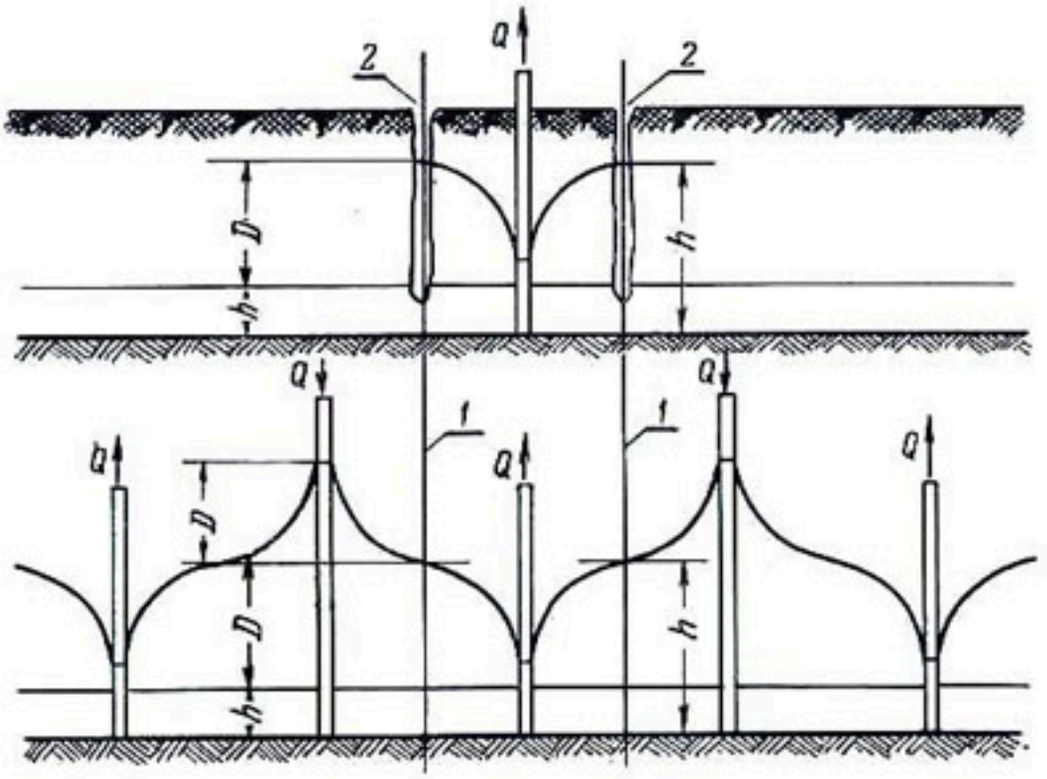


Рис. 112. Применение метода отражений к колодцу, находящемуся между двумя открытыми дренами:
1 — плоскость отражения *2* — открытая дрена.

расстоянии в 300 футов (90 м) от действительного колодца в направлении непроницаемой границы? Из уравнения (IV,24) вытекает

$$y_2 - y_1 = \frac{2{,}3\, Q \lg \frac{r_2}{r_1}}{2\pi T}.$$

Если уровень y_1 у колодца с радиусом r_w считать нулевым, а y_2 и r_2 считать переменными y и r, то получим

$$y = \frac{2{,}3 Q \lg \frac{r}{r_w}}{2\pi T}. \qquad \text{(IV,51)}$$

В результате подстановки вышеуказанных значений в уравнение (IV,51) мы получим для действительного колодца

$$y = \frac{2{,}3 \cdot 1{,}0 \cdot \lg 300}{2\pi \cdot 0{,}15} = 6{,}05 \text{ } фута \text{ } (1{,}82 \text{ } м).$$

Для отраженного колодца радиальное расстояние до искомой точ-

ки r^1 составляет 700 футов (210 м), и

$$y' = \frac{2{,}3 \cdot 1{,}0 \cdot 2{,}845}{2 \cdot 0{,}15} = 6{,}95 \text{ } фута \text{ } (2{,}085 \text{ } м).$$

Понижение в точке, о которой идет речь, составляет, следовательно, $20-(6{,}05+6{,}95)=7{,}0$ футов (2,1 м). В точке на расстоянии 300 футов (90 м) от противоположной стороны колодца $r'=1300$ фута (390 м) и

$$y+y' = \frac{2{,}3 \cdot 1{,}0}{0{,}15 \cdot 2\pi}(\lg 300 + \lg 1300) = 13{,}62 \text{ } фута \text{ } (4{,}9 \text{ } м),$$

а понижение составляет 6,38 фута (1,9 м).

Если вместо непроницаемой границы на расстоянии $r=500$ футов (150 м) находится линейный источник питания (см. рисунок 111, *б*), то y' получает отрицательное значение для того же расхода $Q=1$ куб. футу в секунду (0,028 м³/сек); прочие условия те же, что и раньше, за исключением понижения. Принимая уровень источника питания за нулевой, подсчитаем, что понижение на расстоянии $r=300$ футов (90 м) в направлении водоема будет равно $6{,}95-6{,}05=0{,}9$ фута (0,27 м). У действительного колодца понижение будет

$$\frac{2{,}3 \cdot 1{,}0}{0{,}15 \cdot 2\pi}(\lg 1000 - \lg 1) = 7{,}3 \text{ } фута \text{ } (2{,}19 \text{ } м).$$

В действительности в первом примере, приведенном выше, установившееся состояние не имеет место в водоносном слое бесконечной протяженности, и, если не имеется другого пополнения, решение при установившемся режиме должно рассматриваться как приближение, выражающее неустановившееся состояние в определенный момент времени. Установившееся состояние имеется во втором случае и понижение может быть определено, если известны Q, T и расстояние до источника питания.

Перевод А. М. Царевского

V. ПОЧВЕННАЯ АНИЗОТРОПИЯ И ДРЕНАЖ

Если в любой точке почвы гидравлическая проводимость[1] — размерность $[LT^{-1}]$ — одинакова в любом направлении, почва считается изотропной. В случае, когда почвенная среда изо-

[1] В дальнейшем будем использовать термин коэффициент фильтрации, хотя дословный перевод термина hydraulic conductivity — гидравлическая проводимость или проницаемость. Это делается для того, чтобы не путать «коэффициент проницаемости» k', применяемый

тропна и имеет одинаковый коэффициент фильтрации во всех точках, то почва называется однородно-изотропной. Если коэффициент фильтрации в какой-либо точке почвенной среды не одинаков во всех направлениях, но имеет один и тот же характер изменений во всей почвенной среде, то эта почва называется однородно-анизотропной. Таким образом, в однородно-анизотропной почве коэффициент фильтрации является функцией направления, а не координат. Уравнение Лапласа считается справедливым для установившегося потока грунтовых вод в однородно-изотропной почве, то есть

$$\nabla^2\varphi = 0,$$

где

$$\varphi = \frac{k'\gamma g}{\mu}\left(\frac{p}{\gamma g} + z\right) = \frac{k'\gamma g h}{\mu} = kh,$$

здесь k' — проницаемость почвы, как ее понимали Маскет (1937) и др.; μ — вязкость грунтовой воды; γ — плотность грунтовой воды; g — ускорение силы тяжести; p — давление в точке грунта; z — вертикальная координата точки грунта, где давление равно p и где

$$k = \frac{k'\gamma g}{\mu}, \quad h = \frac{p}{\gamma g} + z.$$

Общая постоянная k — это коэффициент фильтрации (Маскет, 1937, применял обозначение $\overline{k}$ там, где автор применяет обозначение k), который физически означает скорость инфильтрации — например, в футах в сутки — в водонасыщенной вертикальной колонке почвы, верхняя поверхность которой всегда покрыта тонким слоем воды. Физически h — высота над или под некоторым произвольным уровнем отсчета, на котором грунтовая вода остановится в контрольной трубке, опущенной в почву. В такой контрольной трубке $\frac{p}{\gamma g}$ является расстоянием между уровнем воды и дном трубки, а z с плюсом или минусом — расстояние от данной точки до уровня отсчета. Надо заметить, что уровень воды в такой контрольной трубке будет соответствовать уровню поверхности грунтовых вод только в том случае, если грунтовая вода находится в статическом равновесии. Наиболее важной характеристикой гидравлического напора h является то обстоятельство, что выражение $k = \frac{\delta h}{\delta s}$ дает количество воды

в теории фильтрации нефти и газа, с коэф. фильтрации k, которые связаны выражением $k' = k\frac{\nu}{g}$, где ν — коэф. кинематической вязкости $[L^2T^{-1}]$, g — ускорение силы тяжести $[LT^{-2}]$. Коэффициент фильтрации k имеет размерность $[LT^{-1}]$, а коэффициент проницаемости k' — размерность $[L^2]$. — *Прим. ред.*

на единицу площади в единицу времени, проходящее через сечение, перпендикулярное направлению s.

Длительное время при изучении потока грунтовых вод основное внимание было направлено на изучение потока в изотропных однородных грунтах. Однако измерения как в полевых, так и в лабораторных условиях показывают, что в природе мы обычно имеем дело с анизотропными грунтами.

Когда задача включает компоненты течения вдоль нескольких направлений с различными коэффициентами фильтрации, то анизотропия может быть принята во внимание путем преобразования координат, как описано в разделе V. Это преобразование будет проиллюстрировано ниже на примере решения задачи движения потока к открытым и гончарным дренам, а также к небольшим щелям (см. раздел V, главы 4 и 5). При этом будет показано, что аналитическое решение задачи в преобразованной системе координат эквивалентно решению задачи потока в изотропной среде. Таким образом, с аналитической точки зрения при решении задачи в такой анизотропной системе мы после геометрических преобразований возвращаемся к решению задачи в изотропной системе. Полный разбор последнего положения будет включать в то же время и решение аналогичных задач, в которых принимается во внимание анизотропия. В большинстве случаев достаточно с самого начала рассматривать задачу как задачу движения потока в изотропной среде, и только в самом конце произвести соответствующее преобразование координат, если надо изучить влияние анизотропии.

В главе 2 раздела V показано, что существует связь между микросложением грунта и анизотропией. Затем выводится взаимосвязь между коэффициентами фильтрации в равномерно перемежающихся однородно-изотропных слоях и кажущейся анизотропией. Приводятся также результаты некоторых опытов с моделями.

В главе 3 раздела V упоминаются факторы, вызывающие анизотропию, и приводятся некоторые измеренные анизотропные отношения.

Маскет (1937) показал, что анизотропия может вызывать значительное уменьшение скорости, с которой нефть проникает в несовершенную скважину. Он приводит расчеты и графики, которые подчеркивают важность этого влияния. Маскет (1937, стр. 283) иногда указывает, что поток к несовершенной скважине становится почти радиальным на расстоянии от скважины, равном двойной толщине слоя песка. По мнению Маскета, это применимо только к изотропным слоям. В случае анизотропии критическое расстояние должно умножаться на квадратный корень из отношения коэффициентов горизонтальной и вертикальной филь-

трации (k_h и k_v соответственно). При этом $k_h/k_v > 1$. Минимальное расстояние от скважины, на котором поток является радиальным, — очень важный фактор при установке пьезометров для вычисления водопропускной способности водоносного слоя (высота песчаного слоя, умноженная на коэффициент горизонтальной фильтрации). Влияние анизотропии на работу скважины полностью проанализировано Маскетом и здесь не рассматривается.

Янг (1949) вывел зависимость между компонентами коэффициента фильтрации в различных направлениях в определенной точке. Он тщательно разработал вопрос о применимости круга Мора к решению задачи. Круг Мора обычно применяют в механике грунтов для определения графическим методом сил и напряжений в грунте.

1. ТЕОРИЯ ТЕЧЕНИЯ ЖИДКОСТИ ЧЕРЕЗ АНИЗОТРОПНУЮ СРЕДУ

Теорию течения жидкости через анизотропную среду разрабатывали Верслуис (1915), Самсио (1931), Дахлер (1933 или 1936, стр. 133—138), Фриденбург (1935, 1936, 1937), Маскет (1937), Феррандон (1948, 1954), Шейдеггер (1954), Маасленд и Киркхем (1955)[1]. Теоретические выводы зависели от приемлемости закона Дарси. Поскольку этот закон применим не только для воды, но (при градиентах низкого давления) и для воздуха (Маскет, 1937; Киркхем, 1946), результаты, полученные для воды, могут также применяться для воздуха. В следующих формулах применяется коэффициент фильтрации k; мы могли бы также применить проницаемость k' при выводе результатов, так как анизотропия является свойством среды потока. Существует пять основных выводов, которые для удобства будут представлены в виде теорем.

§ 1. Основные теоремы анизотропии

Теорема I. *Пористая среда, состоящая из любого числа произвольно направленных систем параллельных элементарных трубок тока, может быть всегда заменена эквивалентной воображаемой пористой средой того же размера с тремя взаимно перпендикулярными и самостоятельно направленными системами трубок. В этой*

[1] См. также следующие работы: В. И. Аравин «К вопросу о фильтрации в анизотропно-водопроницаемых грунтах», Труды Ленингр. индустр. ин-та, Л., 1937, № 9; П. Я. Кочина «Теория движения грунтовых вод», Гостехтеориздат, М., 1952.— *Прим. ред.*

воображаемой среде поток на единицу площади в каждом направлении тот же, что и в действительной среде, при условии, что гидравлический напор (или давление — в случае потока воздуха) в воображаемой среде везде такой же, что и в действительной среде.

Три взаимно перпендикулярных направления называются основными направлениями x, y, z анизотропии. Соответственно этим направлениям для общего случая будем иметь три коэффициента фильтрации k_x, k_y и k_z. Для особого случая, когда $k_x = k_y$, а $k_z \neq k_x$ или k_y, основные направления x и y заменяются основной плоскостью, перпендикулярной направлению z, и тогда это направление остается единственным основным направлением.

Теорему I применительно к движению воды в пористой среде, по-видимому, вывел Верслуис (1915). Эта теорема была им выведена для любой комбинации произвольно направленных систем параллельных непересекающихся капилляров. Верслуис допускает, что для вязкого потока результаты этого вывода могут быть также применены к таким пересекающимся элементарным трубкам тока, которые встречаются в грунтах. Аналогия между уравнениями потока в пористой среде и уравнениями потока через капилляры рассматривается Шейдеггером (1953, 1955).

Шейдеггер (1953) предложил теорию потока через пористую среду, основанную на статистике беспорядочных явлений. В его «гипотезе полного беспорядка» допускается, что условия движения частицы жидкости в какой-то точке пористой среды совершенно не согласованы с условиями в любой другой точке этой среды. Эта гипотеза является полной противоположностью гипотезе капиллярного потока. Доказано, что статистическая теория указывает на связь между макроскопическим коэффициентом фильтрации и пористостью и средней величиной микроскопического «сопротивления». Из этой теории следует, что если определенные факторы берутся равными нулю, то движение будет описываться законом Дарси. Если же эти факторы не равны нулю, то должна быть введена новая величина «дисперсность» (константа пористой среды).

Вышеописанная теория была разработана дальше Шейдеггером (1955), что позволило применять ее при любом типе микроскопического потока. Затем доказывается теорема, что поток сквозь пористую среду может быть описан путем взаимного наложения двух влияний: влияния, соответствующего средней величине потока через сеть небольших каналов, и влияния рассеяния (дисперсности). Отдельные частицы потока движутся не только вдоль линий потока, что следует из закона Дарси, но и рассеиваются по сторонам.

Отклонения от закона Дарси обычно малы (Дахлер, 1936; Маскет, 1937), поэтому можно будет принять, что закон Дарси справедлив, и пренебречь влиянием дисперсности.

Феррандон (1948, 1954) предложил тензорную теорию гидравлической проницаемости, которая также рассматривалась Ирмэем (1951) и Шейдеггером (1954). В случае анизотропии простой единственный фактор k (скаляр) становится симметричным тензором $\bar{k}$ (тензор коэффициента фильтрации), имеющим девять составляющих, шесть из которых различны (Ирмэй, 1951). Для однородной почвы число переменных может быть сокращено до трех (коэффициенты фильтрации в основных направлениях) путем соответствующей ориентации осей координат. Тот факт, что коэффициент фильтрации анизотропной пористой среды может быть представлен как симметричный тензор, приводит непосредственно к вышеописанной теореме и к заключению, что градиент потенциала и направление потока не совпадают. Они совпадают только вдоль основных направлений анизотропии. Подобная теорема встречается в электротехнике в случае анизотропного диэлектрика. Краткое описание смотрите, например, у Смита (1939, стр. 20—21). Доказательство теоремы I здесь не приводится.

Теорема II. *Влияние анизотропии на коэффициент фильтрации эквивалентно влиянию сжатия или растяжения координат какой-либо точки в системе потока, то есть путем соответствующего сокращения или увеличения координат каждой точки в анизотропной среде можно получить эквивалентную однородную изотропную систему.*

Доказательство теоремы II для двухмерного потока дано Дахлером (1933, 1936) и Самсио (1931), а для трехмерного потока — Фриденбургом (1936). Маасленд и Киркхем (1955) дали более простое и в то же время общее доказательство путем приведенного ниже видоизменения решения, данного Маскетом (1937).

Пусть v_x, v_y, v_z и k_x, k_y, k_z будут соответственно скорости и коэффициенты фильтрации в основных направлениях (теорема I) однородной анизотропной среды. Пусть h будет гидравлическим напором в точке x, y, z. Тогда закон Дарси может быть записан так[1]:

$$v_x = -k_x \frac{\delta h}{\delta x}, \quad v_y = -k_y \frac{\delta h}{\delta y}, \quad v_z = -k_z \frac{\delta h}{\delta z}. \qquad (V,1)$$

Уравнение непрерывности будет иметь вид

$$\frac{\delta v_x}{\delta x} + \frac{\delta v_y}{\delta y} + \frac{\delta v_z}{\delta z} = 0, \qquad (V,2)$$

[1] Здесь и далее сохранена транскрипция подлинника в обозначении приращения δ вместо знака частной производной ∂. — *Прим. ред.*

Из уравнений (V,1) и (V,2) получаем вместо уравнения Лапласа

$$\frac{k_x \delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{k_y \delta^2 h}{\delta y^2} + \frac{k_z \delta^2 h}{\delta z^2} = 0. \qquad \text{(V,3)}$$

Пусть k_0 — произвольная постоянная, которая имеет размерность величин k_x, k_y и k_z, и пусть x', y' и z' будут определяться следующим образом

$$x' = \left(\frac{k_0}{k_x}\right)^{\frac{1}{2}} x; \qquad \text{(V,4)}$$

$$y' = \left(\frac{k_0}{k_y}\right)^{\frac{1}{2}} y; \qquad \text{(V,5)}$$

$$z' = \left(\frac{k_0}{k_z}\right)^{\frac{1}{2}} z. \qquad \text{(V,6)}$$

Из уравнений (V,3), (V,4), (V,5) и (V,6) следует

$$\frac{\delta^2 h}{\delta x'^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y'^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta z'^2} = 0, \qquad \text{(V,7)}$$

что является уравнением Лапласа для однородной изотропной среды, следовательно, теорема II справедлива. Сжатия и растяжения характеризуются уравнениями (V,4), (V,5) и (V,6), которые отличаются от уравнений, данных Маскетом (1937), произвольным коэффициентом k_0 (в связи с этим см. § 2, стр 282).

Теорема III. *Коэффициент фильтрации k для эквивалентной однородной изотропной среды, в которую анизотропная среда может быть преобразована путем растяжения или сжатия осей координат (теорема II), находится в следующей зависимости от коэффициентов фильтрации действительной анизотропной системы:*

$$k = \left(\frac{k_x k_y k_z}{k_0}\right)^{\frac{1}{2}}, \qquad \text{(V,8)}$$

где k_0 — *произвольная постоянная;*
k_x, k_y и k_z — *коэффициенты фильтрации в направлениях основных координатных осей действительной анизотропной среды (теорема I).*

Доказательство теоремы III можно найти у Фриденбурга (1936). Маасленд и Киркхем (1955) дают более короткое и простое доказательство, которое приводится ниже.

Рассмотрим в анизотропной среде элементарный тетраэдр $ABCD$ (рис. 113), его грани ACD, ADB и ABC перпендикулярны коллинеарным осям x, y, z и соответственно x', y', z'.

Пусть грань BCD (по крайней мере в случае, когда площадь грани BCD приближается к нулю) будет частью эквипотенциальной плоскости, и пусть на грани BCD имеется точка P. Тетраэдр $A'B'C'D'$ образуется с помощью уравнений (V,4), (V,5) и (V,6) из тетраэдра $ABCD$. Точка P теперь будет преобразована в точку P', лежащую на треугольной грани $B'C'D'$; другими сторонами преобразованного тетраэдра будут грани $A'C'D'$, $A'D'B'$ и

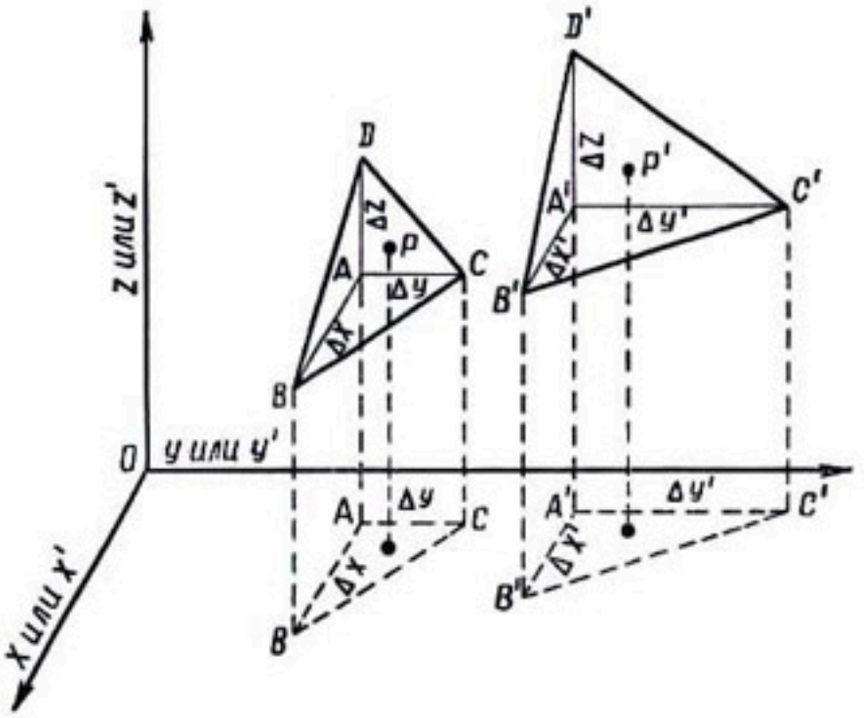


Рис. 113. Преобразование тетраэдра $ABCD$ в $A'B'C'D'$ с помощью уравнений (V,4), (V,5) и (V,6). Рисунок вычерчен для $(k_x/k_0)^{1/2} = {}^4/_3$; $(k_y/k_0)^{1/2} = {}^1/_2$ и $(k_z/k_0)^{1/2} = {}^3/_4$. Треугольники, изображенные прерывистыми линиями, являются проекциями оснований тетраэдров на плоскость xy.

$A'C'B'$. Заметьте, что три последние грани будут соответственно параллельны, но не равны граням ACD, ADB и ABC, а четвертая грань $B'C'D'$ не будет равной и параллельной BCD. Однако следует отметить, что гидравлический напор h в точках P и P' будет один и тот же.

Количество жидкости, которое проходит через грань BCD в единицу времени, должно быть равно количеству жидкости, проходящей через грань $B'C'D'$ в единицу времени (если бы это было не так, преобразование не было бы эквивалентным). По закону сохранения массы количество жидкости, которое проходит через грань BCD в единицу времени, равно сумме количеств жидкости, которые проходят через грани ACD, ADB и ABC в единицу времени. Количество жидкости, которое проходит через грань $B'C'D'$ в единицу времени, равно сумме количеств

жидкости, которые проходят через грани $A'C'D'$ и $A'D'B'$ и $A'B'C'$ в единицу времени.

Принимая F_{ACD} (и т. д.) за количество потока, проходящего в единицу времени через грань ACD (и т. д.), мы можем написать

$$F_{ACD}+F_{ADB}+F_{ABC}=F_{A'C'D'}+F_{A'D'B'}+F_{A'B'C'}. \qquad (V,9)$$

По закону Дарси, принимая $AB = \Delta x$ и т. д. (рис. 113), имеем

$$F_{ACD}=-\frac{1}{2}k_x\Delta y\,\Delta z\,\frac{\delta h}{\delta x}; \qquad (V,10)$$

$$F_{ADB}=-\frac{1}{2}k_y\Delta x\,\Delta z\,\frac{\delta h}{\delta y}; \qquad (V,11)$$

$$F_{ABC}=-\frac{1}{2}k_z\Delta x\,\Delta y\,\frac{\delta h}{\delta z}. \qquad (V,12)$$

Для преобразованной изотропной системы, в которой коэффициент фильтрации равен k, мы можем написать:

$$F_{A'C'D'}=-\frac{1}{2}k\Delta y'\,\Delta z'\,\frac{\delta h}{\delta x'}; \qquad (V,13)$$

$$F_{A'D'B'}=-\frac{1}{2}k\Delta x'\,\Delta z'\,\frac{\delta h}{\delta y'}; \qquad (V,14)$$

$$F_{A'B'C'}=-\frac{1}{2}k\Delta x'\,\Delta y'\,\frac{\delta h}{\delta z'}. \qquad (V,15)$$

Из уравнений (V,4), (V,5), (V,6) мы имеем

$$\Delta x'=\left(\frac{k_0}{k_x}\right)^{\frac{1}{2}}\Delta x; \qquad (V,16)$$

$$\Delta y'=\left(\frac{k_0}{k_y}\right)^{\frac{1}{2}}\Delta y \qquad (V,17)$$

$$\Delta z'=\left(\frac{k_0}{k_z}\right)^{\frac{1}{2}}\Delta z. \qquad (V,18)$$

Последние три уравнения означают также (поскольку $\Delta x \longrightarrow \delta x$, $\Delta y \longrightarrow \delta y$ и т. д.), что

$$\frac{\delta h}{\delta x'}=\left(\frac{k_x}{k_0}\right)^{\frac{1}{2}}\frac{\delta h}{\delta x}; \qquad (V,19)$$

$$\frac{\delta h}{\delta y'}=\left(\frac{k_y}{k_0}\right)^{\frac{1}{2}}\frac{\delta h}{\delta y}; \qquad (V,20)$$

$$\frac{\delta h}{\delta z'}=\left(\frac{k_z}{k_0}\right)^{\frac{1}{2}}\frac{\delta h}{\delta z}. \qquad (V,21)$$

Подставляя уравнения (V,16)— (V,21) в уравнения (V,13)— (V,15), получим:

$$F_{A'C'D'} = -\frac{1}{2} k \left(\frac{k_0 k_x}{k_y k_z} \right)^{\frac{1}{2}} \Delta y \Delta z \frac{\delta h}{\delta x} ; \qquad \text{(V,22)}$$

$$F_{A'D'B'} = -\frac{1}{2} k \left(\frac{k_0 k_y}{k_x k_z} \right)^{\frac{1}{2}} \Delta x \Delta z \frac{\delta h}{\delta y} ; \qquad \text{(V,23)}$$

$$F_{A'B'C'} = -\frac{1}{2} \left(\frac{k_0 k_z}{k_x k_z} \right)^{\frac{1}{2}} \Delta x \Delta y \frac{\delta h}{\delta z} . \qquad \text{(V,24)}$$

Подставляя уравнения (V,10)— (V,12) и (V,22)— (V,24) в уравнение (V,19), видим, что полученное уравнение может быть справедливым только в том случае, если справедливо уравнение (V,8), что и требовалось доказать.

Теорема IV. *Если величина квадратного корня из коэффициента направленной фильтрации (то есть фильтрации в направлении потока) откладывается во всех соответствующих направлениях от какой-нибудь точки анизотропной среды, то получается эллипсоид, который называется эллипсоидом направления.*

Доказательство этой теоремы дают Фриденбург (1936), Маскет (1937, стр. 225—227) и Шейдеггер (1954), которые вывели соответствующие формулы. Здесь теорема будет доказана способом Маскета (1937).

Направление линий тока в анизотропной системе, вообще говоря, не совпадает с направлением нормали к эквипотенциалям. Угол θ между линией тока и перпендикуляром к эквипотенциали в точке O в анизотропной системе выражается следующей формулой (см. Вайли, 1951, стр. 432, уравнение 11):

$$\cos\theta = \frac{\mathbf{v} \nabla h}{|\mathbf{v}|\,|\nabla h|} = \frac{k_x \left(\frac{\delta h}{\delta x} \right)^2 + k_y \left(\frac{\delta h}{\delta y} \right)^2 + k_z \left(\frac{\delta h}{\delta z} \right)^2}{|\mathbf{v}|\,|\nabla h|} , \qquad \text{(V,25)}$$

где $\mathbf{v}$ — вектор скорости жидкости в точке (x, y, z),

∇h — оператор вектора с составляющими $\delta h/\delta x$, $\delta h/\delta y$, $\delta h/\delta z$.

Результирующая скорость вдоль линии тока будет равна

$$|\mathbf{v}| = k_r |\nabla h| \cos\theta, \qquad \text{(V,26)}$$

где k_r — коэффициент фильтрации в направлении r, составляющем углы θ_x, θ_y, θ_z с осями координат.

Подстановка уравнения (V,25) в выражение (V,26) дает

$$k_r = \frac{|\mathbf{v}|}{|\nabla h| \cos\theta} = \frac{|\mathbf{v}|^2}{\mathbf{v} \cdot \nabla h} =$$

$$= \frac{k_x^2 (\delta h/\delta x)^2 + k_y^2 (\delta h/\delta y)^2 + k_z^2 (\delta h/\delta z)^2}{k_x (\delta h/\delta x)^2 + k_y (\delta h/\delta y)^2 + k_z (\delta h/\delta z)^2} . \qquad \text{(V,27)}$$

Мы имеем также уравнения

$$v_x = v\cos\theta_x = -k_x\frac{\delta h}{\delta x};$$

$$v_y = v\cos\theta_y = -k_y\frac{\delta h}{\delta y};$$

$$v_z = v\cos\theta_z = -k_z\frac{\delta h}{\delta z}, \qquad \text{(V,28)}$$

где v_x, v_y и v_z — скорости жидкости в направлении координатных осей x, y, z.

Подстановка уравнения (V,28) в выражение (V,27) дает

$$k_r = \frac{\cos^2\theta_x + \cos^2\theta_y + \cos^2\theta_z}{\cos^2\theta_x/k_x + \cos^2\theta_y/k_y + \cos^2\theta_z/k_z}$$

или

$$\frac{1}{k_r} = \frac{\cos^2\theta_x}{k_x} + \frac{\cos^2\theta_y}{k_y} + \frac{\cos^2\theta_z}{k_z}. \qquad \text{(V,29)}$$

Это уравнение для задач двухмерного потока сокращается до

$$\frac{1}{k_r} = \frac{\cos^2\alpha}{k_x} + \frac{\sin^2\alpha}{k_y}, \qquad \text{(V,30)}$$

где α — угол между направленной фильтрацией и осью x.

Если в любом из направлений θ_x, θ_y, θ_z в анизотропной среде провести радиус $OP = r = (k_r)^{\frac{1}{2}}$ из точки O, то координатами точки P будут $x = r\cos\theta_x$, $y = r\cos\theta_y$ и $z = r\cos\theta_z$. Из уравнения (V,29) следует, что геометрическим местом точек P будет эллипсоид

$$\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{z^2}{k_z} = 1. \qquad \text{(V,31)}$$

Этот эллипсоид имеет полуоси $k_x^{\frac{1}{2}}$, $k_y^{\frac{1}{2}}$, $k_z^{\frac{1}{2}}$ в основных направлениях анизотропии. Фриденбург (1936) называет уравнение (V,31) эллипсоидом направлений.

Шейдеггер (1954) из уравнения (V,29) делает ошибочный вывод, что точки, соответствующие *обратной* величине квадратного корня из направленной проницаемости, образуют эллипсоид. Здесь показано, что эллипсоид образуется точками, соответствующими величинам квадратного корня из направленной проницаемости.

Теорема V. *Эквипотенциали в анизотропной среде сопряжены с линиями тока относительно эллипсоида* (V,31).

Эту теорему вывел Фриденбург (1936). Ниже дано ее простое доказательство.

Диаметр D и диаметральная плоскость M называются сопряженными относительно эллипсоида, если D содержит центры плоских сечений, пересекающих эллипсоид и параллельных диаметральной плоскости M, а плоскость M делит хорды, параллельные диаметру D пополам (диаметры и диаметральные плоскости проходят через центр эллипсоида; хорды — это прямые линии, пересекающие эллипсоид в двух точках).

Пусть линия тока D имеет следующие составляющие направления: $\cos\theta_x$, $\cos\theta_y$ и $\cos\theta_z$ и пусть плоскостью M будет плоскость $Ax + By + Cz = 0$. Тогда линия тока D и плоскость M будут сопряженными относительно эллипсоида (V,31), если (см., например, Осгуд и Гроуштейн, 1927)

$$A : B : C = \frac{\cos\theta_x}{k_x} : \frac{\cos\theta_y}{k_y} : \frac{\cos\theta_z}{k_z} .$$

Следовательно, если плоскость M сопряжена с диаметром D, то уравнение плоскости M должно быть следующим:

$$\frac{x\cos\theta_x}{k_x} + \frac{y\cos\theta_y}{k_y} + \frac{z\cos\theta_z}{k_z} = 0. \qquad \text{(V,32)}$$

Пусть перпендикуляр n к эквипотенциальной поверхности в точке O имеет следующие составляющие направления: $\cos\varphi_x$, $\cos\varphi_y$ и $\cos\varphi_z$. Тогда

$$\begin{aligned} v_x &= -k_x \frac{\delta h}{\delta n}\cos\varphi_x; \\ v_y &= -k_y \frac{\delta h}{\delta n}\cos\varphi_y; \qquad \text{(V,33)} \\ v_z &= -k_z \frac{\delta h}{\delta n}\cos\varphi_z. \end{aligned}$$

Из уравнений (V,28) и (V,33) следует, что

$$\cos\varphi_x : \cos\varphi_y : \cos\varphi_z = \frac{\cos\theta_x}{k_x} : \frac{\cos\theta_y}{k_y} : \frac{\cos\theta_z}{k_z} . \qquad \text{(V,34)}$$

Отсюда видно, что уравнение (V,32) является уравнением тангенциальной плоскости к эквипотенциальной поверхности в точке O, что и требовалось доказать.

Из этой теоремы следует, что градиент потенциала и линии тока не имеют одно и то же направление. Они тогда имеют одинаковое направление, если градиент потенциала совпадает с одним из основных направлений анизотропии.

§ 2. Задачи двухмерного течения в анизотропной почве

Эквипотенциали в задачах двухмерного потока являются цилиндрическими поверхностями. Поэтому нужно рассмотреть только одно диаметральное сечение эллипсоида направлений (уравнение V,31), то есть сечение в плоскости, перпендикулярной к образующим эквипотенциалей. Диаметральное сечение эллипсоида обычно бывает эллипсом. Этот эллипс будет называться эллипсом направления.

Формулы для преобразования задачи двухмерного анизотропного потока в воображаемый изотропный могут быть легко получены из формул, выведенных в разделе V для задачи трехмерного потока. Пусть оси координат x, y совпадают с основными направлениями анизотропии, а коэффициенты фильтрации в этих направлениях будут равны соответственно k_h и k_v. Преобразование анизотропной среды в воображаемую изотропную достигается с помощью уравнений (V,4) и (V,5).

Коэффициент фильтрации k для эквивалентной однородной изотропной системы равен

$$k = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}}. \qquad (V,35)$$

Легко заметить, что в уравнении (V,35) отсутствует k_0, что может быть объяснено следующим образом. k_0— это произвольный фактор, который может быть введен в любую задачу изотропного или анизотропного потока в соответствии со следующим правилом: увеличивать или сокращать среду потока с помощью фактора n; скорость потока будет одинаковой в преобразованной и в первоначальной среде, если коэффициент фильтрации преобразованной среды будет равен коэффициенту фильтрации первоначальной среды, деленному на фактор увеличения n. Принимается, что гидравлический напор h как в увеличенной среде, так и в данном грунте одинаков. Это правило следует непосредственно из закона Дарси:

$$Q = -k_s S \frac{\delta h}{\delta s},$$

где k_s — коэффициент фильтрации в направлении s потока;
S — площадь поверхности, перпендикулярной к направлению s потока.

Если S в этой формуле заменено на Sn^2, а s — на sn, то увеличение (растяжение) среды не повлияет на величину Q, если k_s разделить на n.

Для двухмерной системы мы пишем (Дарси)

$$Q = -k_s L \frac{\delta h}{\delta s}.$$

Как L, так и s имеют размерность длины и должны быть умножены на n для увеличения среды. Q — скорость потока сквозь полосу единичной ширины (ширина полосы измеряется в направлении, перпендикулярном плоскости x, y, и не увеличивается). Из вышеописанной формулы следует, что в этом случае на коэффициент фильтрации k_s не влияет увеличение или сокращение среды.

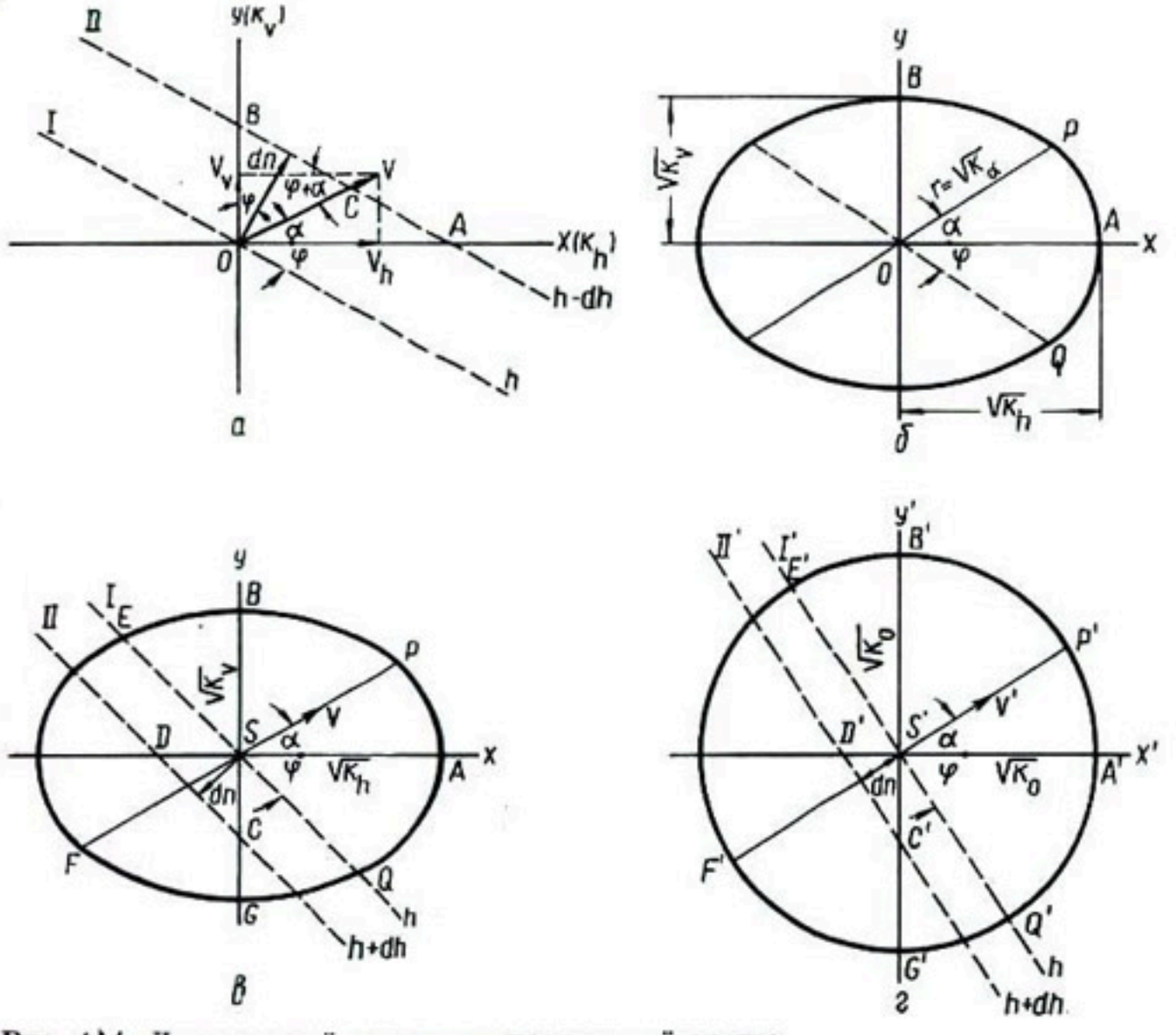


Рис. 114. Двухмерный поток в анизотропной среде:
а — зависимость направления потока от сравнительной величины k_h и k_v; *б*—эллипс направлений: $x^2/k_h+y^2/k_v=1$; *в* и *г*—преобразование анизотропной системы в воображаемую изотропную систему.

Фактор k_0 бывает полезен для преобразования анизотропных систем, которые состоят из двух и более слоев с разными коэффициентами фильтрации, в воображаемые изотропные системы. Он используется для сопряжения границ между слоями (см. раздел V, глава 2) и иногда для сопряжения и определения граничных условий в преобразованных системах.

На рисунке 114 показано направление потока и направление перпендикуляра n к эквипотенциали h в точке O анизотропной

среды. Эллипс направления

$$\frac{x^2}{k_h}+\frac{y^2}{k_v}=1 \qquad \text{(V,36)}$$

преобразуется в круг $x'^2+y'^2=k_0$ (см. рис. 114, *в* и *г*). На рисунке 114, *г* видно, что линии тока перпендикулярны к эквипотенциалям. По закону Дарси, принимая $dh=\delta h$ (см. рис. 114, *а*) и переходя к пределу, получим:

$$v_x=v_\alpha\cos\alpha=-k_h\frac{\delta h}{\delta x}=-k_h\frac{\delta h}{\delta n}\sin\varphi;$$

$$v_y=v_\alpha\sin\alpha=-k_v\frac{\delta h}{\delta y}=-k_v\frac{\delta h}{\delta n}\cos\varphi, \qquad \text{(V,37)}$$

где α — угол между направлением потока и осью x;

φ — угол между осью y и перпендикуляром к эквипотенциали, проходящей через точку O.

Из уравнения (V,37) следует, что

$$\frac{v_y}{v_x}=\operatorname{tg}\alpha=\frac{k_v}{k_h}\operatorname{ctg}\varphi;$$

$$\operatorname{tg}\alpha\cdot\operatorname{tg}\varphi=\frac{k_v}{k_h}. \qquad \text{(V,38)}$$

Это уравнение указывает взаимосвязь между направлениями линий тока и эквипотенциалей в двухмерной анизотропной системе и отношением коэффициентов фильтраций в основных направлениях анизотропии. Из уравнения (V,38) следует, что линии тока и линии эквипотенциалей сопряжены относительно эллипса (уравнение V,36).

Уравнение (V,30) для направленной фильтрации и уравнение (V,36) для эллипса направления могут быть выведены следующим образом. Считаем, что

$$v_\alpha=-k_\alpha\frac{\delta h}{\delta s}, \qquad \text{(V,39)}$$

и замечаем из рисунка 114, *а* (поскольку $dn\to\delta n$, $dh\to\delta h$ и т. д.), что

$$\frac{\delta h}{\delta s}=\frac{\delta h}{OC}=\frac{\delta h}{\delta n}\sin(\alpha+\varphi). \qquad \text{(V,40)}$$

Подстановка уравнения (V,40) в выражение (V,39) дает

$$k_\alpha=-\frac{v_\alpha}{\frac{\delta h}{\delta n}(\sin\alpha\cdot\cos\varphi+\cos\alpha\cdot\sin\varphi)} \qquad \text{(V,41)}$$

Подстановка уравнения (V,37) в (V,41) дает

$$\frac{1}{k_\alpha} = \frac{\cos^2\alpha}{k_h} + \frac{\sin^2\alpha}{k_v}, \qquad \text{(V,30)}$$

что может быть написано как

$$\frac{\left(k_\alpha^{\frac{1}{2}}\cos\alpha\right)^2}{k_h} + \frac{\left(k_\alpha^{\frac{1}{2}}\sin\alpha\right)^2}{k_v} = 1,$$

или

$$\frac{x^2}{k_h} + \frac{y^2}{k_v} = 1, \qquad \text{(V,36)}$$

что является уравнением эллипса направления.

Любой радиус эллипса направления равен квадратному корню из коэффициента фильтрации в направлении радиуса. Коэффициент фильтрации k_α в любом направлении может быть вычислен по уравнению (V,30). Взаимосвязь между направлением линий тока и эквипотенциалями дана уравнением (V,38).

2. СЛОИСТОСТЬ И АНИЗОТРОПИЯ

Существует связь между микрослоистостью и анизотропией. Будет показано, что уравнение кажущейся направленной фильтрации может быть выведено для слоистой среды, которая идентична анизотропной среде. Предполагается, что эта слоистая среда состоит из равномерно перемежающихся слоев бесконечно малой толщины, которые могут иметь различную толщину и различные коэффициенты фильтрации. В этой главе будет также показано, как основные направления анизотропии и коэффициенты фильтрации в этих направлениях связаны с коэффициентами фильтрации отдельных слоев. Почвы часто имеют некоторую микрослоистость, и поэтому очень важно понимать взаимосвязь между анизотропией и слоистостью. Вывод, который представлен здесь, впервые был дан Фриденбургом (1937). Подобный вывод был сделан Дахлером (1933), который принимал, что слои равны по толщине.

Дахлер (1933) проверил некоторые формулы лабораторными опытами, результаты которых здесь приводятся. Кратко разбираются также некоторые опыты с моделями, описанными Шаффернаком (1933)[1].

[1] См. также Н. К. Гринский «Расчет фильтрации под гидротехническими сооружениями на неоднородных грунтах», Госстройиздат, 1941. Из более поздних работ следует указать книгу В. А. Иопат «Расчет горизонтального дренажа в неоднородных грунтах», издание Эстонского научно-иссл. ин-та земледелия и мелиорации Таллин, 1962.— *Прим. ред.*

Здесь же приводятся формулы для преломления потока и эквипотенциальных линий на границе преобразованной системы анизотропных слоев. Наконец, дан пример преобразования анизотропной двухслойной системы A в воображаемую изотропную двухслойную систему B.

§ 1. Поток, перпендикулярный и параллельный направлению слоев

Мы выведем эквивалентные коэффициенты фильтрации k_h и k_v для линейного потока, параллельного и перпендикулярного направлению простирания слоев. Будет показано, что k_h всегда больше k_v.

Рассмотрим два однородных изотропных слоя толщиной d_1 и d_2 с коэффициентами фильтрации k_1 и k_2 соответственно (см. рис. 115,*а* и *б*).

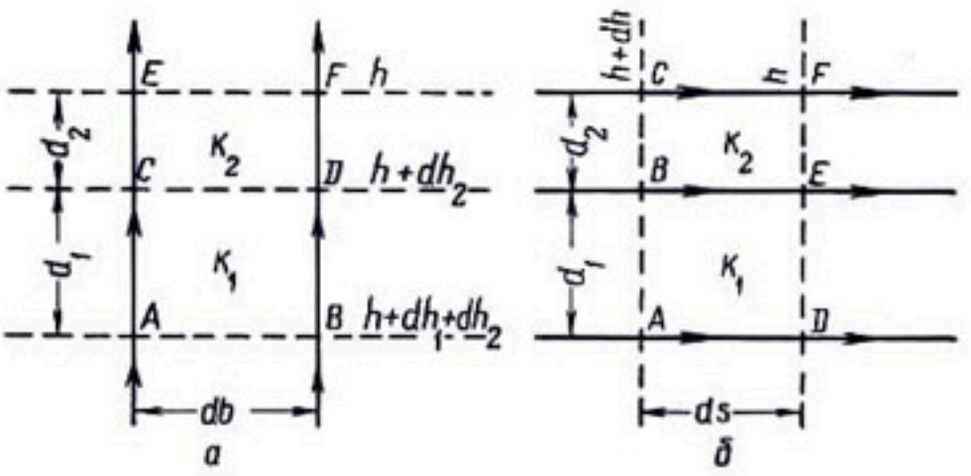


Рис. 115. Потенциальный поток в слоистом грунте:
а — поток, перпендикулярный направлению слоистости;
б — поток, параллельный направлению слоистости.

Если мы имеем линейный поток, перпендикулярный к направлению слоистости (см. рис. 115, *а*), то границы слоев AB, CD и EF будут эквипотенциалями. Пусть гидравлический напор между линиями CD и AB будет dh_1, а между линиями EF и CD — dh_2. Тогда величина течения (элементарный расход) для такого установившегося потока будет равна

$$dQ = \frac{db k_1 dh_1}{d_1} = \frac{db k_2 dh_2}{d_2},$$

где db — ширина полосы, через которую проходит поток.

Отсюда следует, что

$$dh_1 = \frac{d_1}{k_1} \cdot \frac{dQ}{db}\ ; \quad dh_2 = \frac{d_2}{k_2} \cdot \frac{dQ}{db}\ . \tag{V,1a}$$

В уравнение потока, перпендикулярного слоям, может быть введен эквивалентный коэффициент фильтрации k_v:

$$dQ = \frac{db k_v (dh_1 + dh_2)}{d_1 + d_2}$$

или

$$dh_1 + dh_2 = \frac{d_1 + d_2}{k_v\, db}\, dQ. \tag{V,2a}$$

Подстановка уравнения (V,1a) в выражение (V,2a) дает

$$k_v = \frac{d_1 + d_2}{\frac{d_1}{k_1} + \frac{d_2}{k_2}} = \frac{(\mu + 1)\, k_1 k_2}{k_1 + \mu k_2}\ , \tag{V,3a}$$

где $\mu = \frac{d_1}{d_2}$.

В случае потока, параллельного слоям, линии эквипотенциалей перпендикулярны к слоям (см. рис. 115, *б*). Пусть разница гидравлических напоров между линиями DEF и ABC, которые находятся на расстоянии ds друг от друга, будет равна dh. Тогда поток через оба слоя будет равен

$$dQ = k_1\, d_1 \frac{dh}{ds} + k_2\, d_2 \frac{dh}{ds}\ . \tag{V,4a}$$

Вводя эквивалентный коэффициент фильтрации k_h для направления, параллельного слоям, так, что

$$dQ = k_h (d_1 + d_2) \frac{dh}{ds}\ , \tag{V,5a}$$

находим из уравнений (V,4a) и (V,5a)

$$k_h = \frac{d_1 k_1 + d_2 k_2}{d_1 + d_2} = \frac{\mu k_1 + k_2}{\mu + 1}\ . \tag{V,6a}$$

Из уравнений (V,3a) и (V,6a) следует, что эквивалентный коэффициент фильтрации, параллельной слоям (k_h), всегда больше эквивалентного коэффициента фильтрации, перпендикулярной к слоям (k_v). Это утверждение может быть доказано следующим образом. Мы должны показать, что $k_h > k_v$, или

$$\frac{\mu k_1 + k_2}{\mu + 1} > \frac{(\mu + 1)\, k_1 k_2}{k_1 + \mu k_2}\ ,$$

что после некоторого преобразования дает

$$\mu (k_1 - k_2)^2 > 0,$$

что справедливо всегда[1].

Из выводов ясно, что уравнения (V,3а) и (V,6а) применимы к слоям произвольной толщины и что по этим формулам эквивалентные величины k_h и k_v могут быть определены для любого числа слоев.

§ 2. Произвольно направленный поток через два слоя

Отрезки AS и $A'S'$ на рисунке 116 являются двумя соседними линиями тока произвольно направленного параллельного потока через слой толщиной d_1. Направление этих линий тока изменяется при переходе из одного слоя в другой. Если принять, что $k_1 > k_2$,

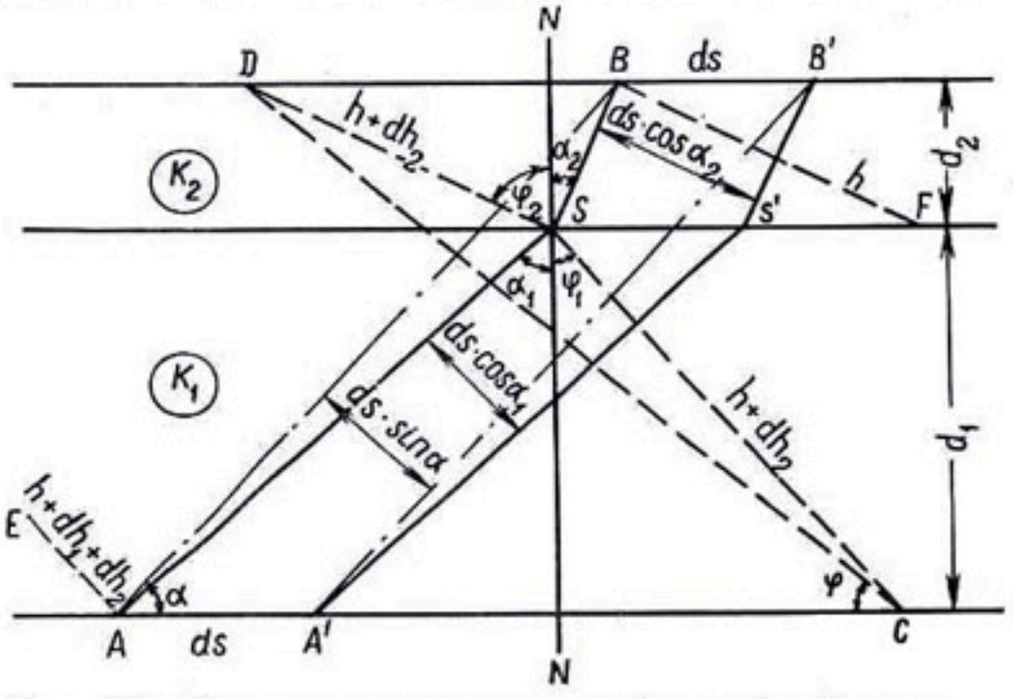


Рис. 116. Произвольно направленный линейный поток через два слоя с различными коэффициентами фильтрации.

то линии преломляются в точках S и S', отклоняясь в сторону перпендикуляра к граничной линии. Линии AE и SC, а также и линии DS и BF являются эквипотенциалями. Обозначим гидравлический напор эквипотенциалей BF, DSC и AE через h, $h + dh_2$ и $h + dh_1 + dh_2$ соответственно.

---

[1] Кроме случая изотропного однородного грунта ($k_1 = k_2$).— *Прим. ред.*

Условие неразрывности дает следующее уравнение для преломления на границе двух слоев:

$$\frac{\operatorname{tg}\alpha_1}{\operatorname{tg}\alpha_2}=\frac{\operatorname{ctg}\varphi_1}{\operatorname{ctg}\varphi_2}=\frac{k_1}{k_2} \qquad \text{(V,7a)}$$

(вывод этого уравнения см. в § 5, стр. 295). Преломленную линию тока ASB теперь можно заменить прямой линией AB (см. рис. 116), а эквипотенциаль CSD — прямой линией CD. Укажем на взаимосвязь между углами α и φ. Из рисунка 116 видно, что

$$d_1\operatorname{tg}\alpha_1+d_2\operatorname{tg}\alpha_2=(d_1+d_2)\operatorname{ctg}\alpha; \qquad \text{(V,8a)}$$

$$d_1\operatorname{tg}\varphi_1+d_2\operatorname{tg}\varphi_2=(d_1+d_2)\operatorname{ctg}\varphi, \qquad \text{(V,8a')}$$

откуда следует, что

$$\operatorname{tg}\alpha=\frac{1+\mu}{\mu\operatorname{tg}\alpha_1+\operatorname{tg}\alpha_2},$$

$$\operatorname{tg}\varphi=\frac{1+\mu}{\mu\operatorname{tg}\varphi_1+\operatorname{tg}\varphi_2}. \qquad \text{(V,8a'')}$$

Зная, что $\alpha_1+\varphi_1=\alpha_2+\varphi_2=\frac{\pi}{2}$, из уравнений (V,7a) и (V,8a'') находим

$$\operatorname{tg}\alpha\operatorname{tg}\varphi=\frac{1+\mu^2}{(\mu\operatorname{tg}\alpha_1+\operatorname{tg}\alpha_2)(\mu\operatorname{ctg}\alpha_1+\operatorname{ctg}\alpha_2)}=$$

$$=\frac{1+\mu^2}{\operatorname{tg}\alpha_2(\mu k_1/k_2+1)\operatorname{ctg}\alpha_2(\mu k_2/k_1+1)}=\frac{(1+\mu^2)k_1k_2}{(k_1+\mu k_2)(k_2+\mu k_1)}.$$

С помощью уравнений (V,3a) и (V,6a) находим

$$\operatorname{tg}\alpha\operatorname{tg}\varphi=\frac{k_v}{k_h}, \qquad \text{(V,9a)}$$

что тождественно уравнению (V,38).

Величина расхода dQ между линиями тока ASB и $A'S'B'$ равна

$$dQ=k_1\frac{dh}{d_1/\cos\alpha_1}ds\cos\alpha_1$$

или

$$dQ=\frac{ds\,dhk_1\cos^2\alpha_1}{d_1}. \qquad \text{(V,10a)}$$

Подобным же образом находим, что

$$dQ=\frac{ds\,dhk_2\cos^2\alpha_2}{d_2}. \qquad \text{(V,11a)}$$

Рассмотрим коэффициент эквивалентной фильтрации k_α в направлении прямых воображаемых линий тока AB и $A'B'$.

Применяя закон Дарси (см. рис. 116), можем написать

$$dQ = k_\alpha \frac{dh_1 + dh_2}{(d_1 + d_2)/\sin\alpha} ds \cdot \sin\alpha_1;$$

$$dQ = ds \frac{(dh_1 + dh_2)\, k_\alpha \sin^2\alpha}{d_1 + d_2}. \qquad \text{(V,12a)}$$

Элементарный расход dQ между воображаемыми прямыми линиями тока (при коэффициенте фильтрации k_α) должен быть по определению такой же, как и dQ между преломленными линиями тока ABC и $A'B'C'$, если гидравлический напор во всех точках системы остается неизменным.

Подстановка dh_1 и dh_2 из уравнений (V,10a) и (V,11a) в выражение (V,12a) дает

$$\frac{dQ}{ds} \cdot \frac{d_1 + d_2}{\sin^2\alpha} = k_\alpha \left(\frac{d_1}{k_1 \cos^2\alpha_1} + \frac{d_2}{k_2 \cos^2\alpha_2} \right) \frac{dQ}{ds}$$

или

$$\frac{\mu+1}{\sin\alpha} = k_\alpha \left(\frac{\mu}{k_1} \operatorname{tg}^2\alpha_1 + \frac{\mu}{k_1} + \frac{1}{k_2} \operatorname{tg}^2\alpha_2 + \frac{1}{k_2} \right). \qquad \text{(V,13a)}$$

Из уравнений (V,7a) и (V,8a) получаем

$$\operatorname{tg}\alpha_1 = \frac{(\mu+1)\, k_1}{\mu k_1 + k_2} \operatorname{ctg}\alpha,$$

$$\operatorname{tg}\alpha_2 = \frac{(\mu+1)\, k_2}{\mu k_1 + k_2} \operatorname{ctg}\alpha. \qquad \text{(V,14a)}$$

Подстановка выражения (V,14a) в уравнение (V,13a) дает

$$\frac{\mu+1}{\sin^2\alpha} = k_\alpha \left[\frac{\mu k_1 (\mu+1)^2}{(\mu k_1 + k_2)^2} \operatorname{ctg}^2\alpha + \frac{k_2 (\mu+1)^2}{(\mu k_1 + k_2)^2} \operatorname{ctg}^2\alpha + \frac{\mu k_2 + k_1}{k_1 k_2} \right];$$

$$\frac{\mu+1}{\sin^2\alpha} \cdot \frac{1}{k_\alpha} = \frac{(\mu+1)^2}{\mu k_1 + k_2} \operatorname{ctg}^2\alpha + \frac{\mu k_2 + k_1}{k_1 k_2};$$

$$\frac{1}{k_\alpha} = \frac{\mu+1}{\mu k_1 + k_2} \cos^2\alpha + \frac{\mu k_2 + k_1}{(\mu+1)\, k_1 k_2} \sin^2\alpha. \qquad \text{(V,15a)}$$

С помощью уравнений (V,6a) и (V,7a) находим

$$\frac{1}{k_\alpha} = \frac{\cos^2\alpha}{k_h} + \frac{\sin^2\alpha}{k_v}, \qquad \text{(V,16a)}$$

что тождественно уравнению (V,30).

Дахлер (1933) вывел это уравнение другим способом. Он применил закон наименьшего сопротивления. Этот закон гласит, что путь, по которому следует течение грунтовых вод, таков, что величина течения является максимальной (если имеют силу закон непрерывности и закон Дарси).

Результаты этого анализа могут быть сформулированы следующим образом. Если имеется линейный поток через два однородных изотропных слоя толщиной d_1 и d_2, имеющих коэффициенты фильтрации соответственно k_1 и k_2, то эти два слоя можно заменить воображаемым однородно-анизотропным слоем толщиной $d_1 + d_2$. Коэффициенты фильтрации этого слоя в основных направлениях (параллельно и перпендикулярно слоистости) равны k_h и k_v. Взаимосвязь между k_h и k_v, а также между толщиной и коэффициентом фильтрации отдельных слоев дается

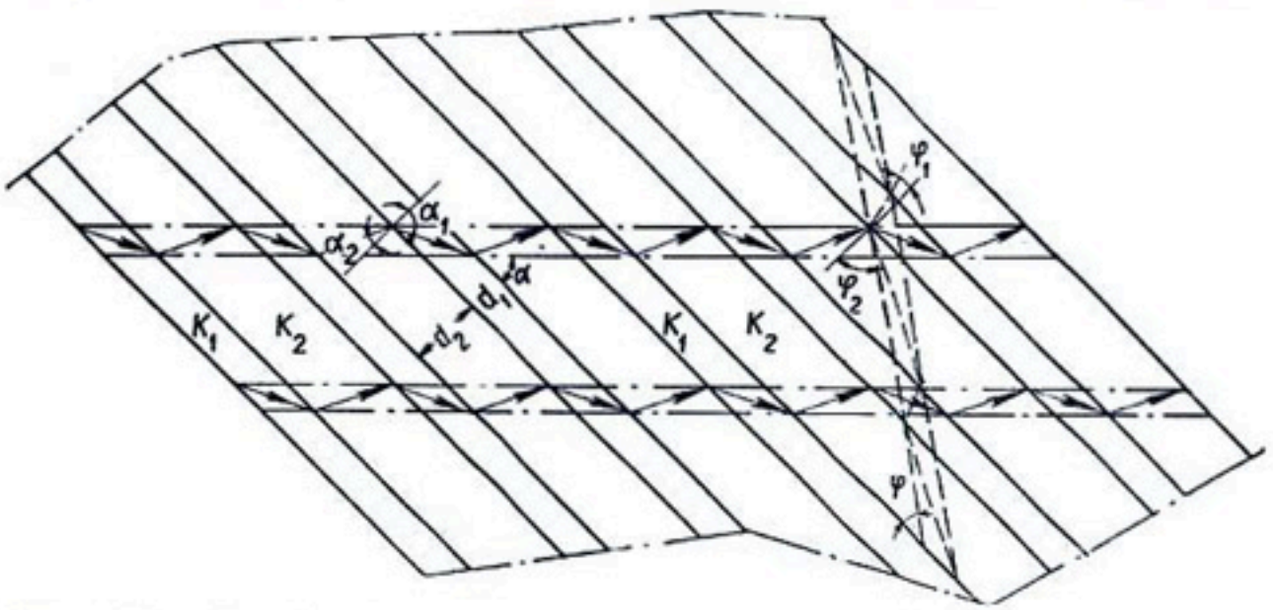


Рис. 117. Линейный поток через неоднородный грунт, состоящий из равномерно чередующихся однородных изотропных слоев, которые имеют неограниченную протяженность.

уравнениями (V,3а) и (V,6а). В воображаемой однородно-анизотропной среде будет такой же поток, как и в первоначальной двухслойной системе, если гидравлический напор на границах будет одинаков в обоих системах. Направление непреломленных линий тока в воображаемой анизотропной среде может быть вычислено из уравнения (V,9а), если известно распределение гидравлического напора. Коэффициент направленной фильтрации в воображаемой среде может быть вычислен с помощью уравнения (V,16а).

На рисунке 117 показан линейный поток через неоднородную почву, состоящую из равномерно чередующихся однородных изотропных слоев.

Если в такой среде d_1 и d_2 бесконечно малы, то линии AS и SB (см. рис. 116) могут представлять собой части кривых линий тока. Линии ASB и $A'S'B'$ остаются параллельными на бесконечно малом расстоянии d_s. В этом случае вышеизложенный вывод справедлив также и для нелинейного потока.

Поэтому идеальная однородно-анизотропная среда может быть представлена как неоднородная среда, состоящая из перемежающихся однородно-изотропных слоев бесконечно малой толщины и имеющих разные коэффициенты фильтрации. Эти слои могут иметь различную толщину.

§ 3. Экспериментальное подтверждение теоретических выводов

Дахлер (1933) провел опыт для проверки уравнений (V,16а). Об этом опыте он писал:

«Экспериментальное подтверждение этой теории было получено следующим путем. Перемежающиеся слои мелкого и крупного песка были помещены между двумя стеклянными пластинами (рис. 118). По условиям опытов толщина слоев составляла около 5 см, то есть она была относительно велика по сравнению со средней высотой модели (около 40 см). Таким образом можно было ожидать сильное влияние границ на направление потока воды через слои песка. Этими границами были свободная поверхность воды и фиксированная нижняя граница (дно модели).

Обе линии тока, которые были видны благодаря красящему веществу, имели типичную зигзагообразную форму, которая является доказательством того, что даже при сравнительно малой высоте модели на картину потока через слоистый материал почти не влияют ни свободная поверхность, ни неподвижная нижняя граница.

Что касается соответствия экспериментальных данных теории, то следует указать следующие цифры. Коэффициент фильтрации мелкого кварцевого песка, состоящего из частиц диаметром от 0,5—1,0 мм, был равен $k_1 = 0{,}19$ см/сек, а коэффициент фильтрации крупного песка из частиц диаметром 1,5—2,0 мм составлял $k_2 = 1{,}25$ см/сек.

Из уравнения (V,3а) для слоев равной толщины находим, что

$$k_v = \frac{2}{\frac{1}{k_1} + \frac{1}{k_2}} = 0{,}33 \ см/сек,$$

а из уравнения (V,6а) определяем

$$k_h = \frac{k_1 + k_2}{2} = 0{,}72 \ см/сек.$$

Угол α, то есть наклон «среднего» направления потока к слоям песка, был равен 30°.

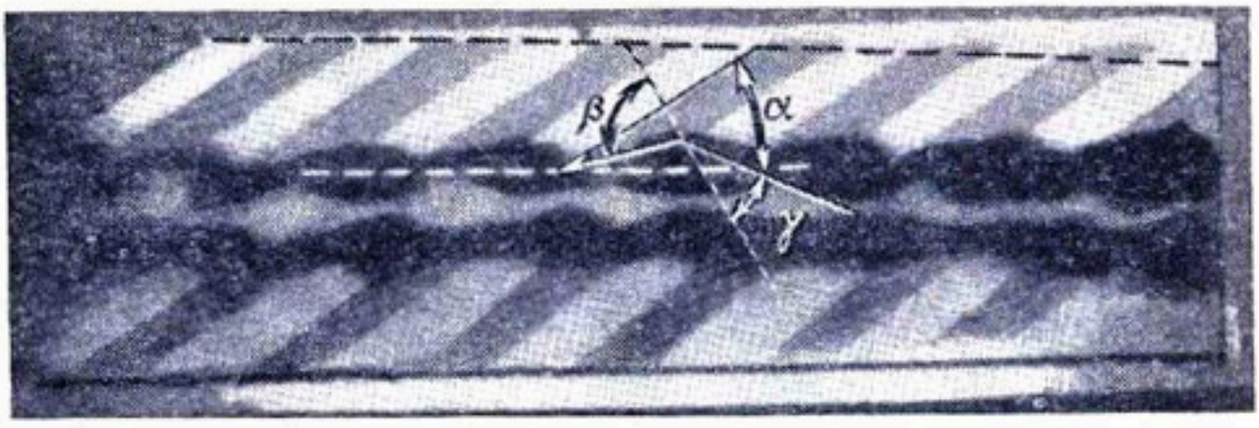


Рис. 118. Экспериментальное изучение потока через слоистый грунт. По Дахлеру (1933).

Согласно уравнению (V,14а) мы ожидаем, что

$$\gamma = 24°36',$$

$$\beta = 71°39' \text{ (см. рис. 118}^1\text{).}$$

Коэффициент фильтрации в направлении α согласно уравнению (V,16а) будет равен

$$k = 0{,}556 \ см/сек.$$

Что касается углов γ и β, то не было замечено никакой разницы между углами, полученными в результате опыта и путем расчета.

Коэффициент фильтрации k_α в направлении, определяемом углом α, может быть получен из опыта на основе следующих величин: размера среднего сечения, градиента потенциала и величины расхода.

Расстояние между стеклянными пластинами равнялось 7,7 см. Средняя высота h сечения составляла 39 см. Градиент напора i, т. е. в данном случае средний градиент верхнего уровня воды, был равен 0,05. Расход потока Q равен $86 \cdot 10^{-1}$ см^3/сек.

На основе этих величин подсчитываем коэффициент фильтрации

$$k_\alpha = \frac{Q}{bhi} = \frac{86 \cdot 10^{-1}}{7{,}7 \cdot 39 \cdot 0{,}05} = 0{,}572 \ см/сек,$$

в то время как теоретическая величина этого коэффициента составляла 0,556 см/сек».

---

[1] Надо отметить, что угол γ на рисунке 118 соответствует углу α_2 на рисунке 117, а угол β — углу α_1. Угол α на обоих рисунках одинаков.

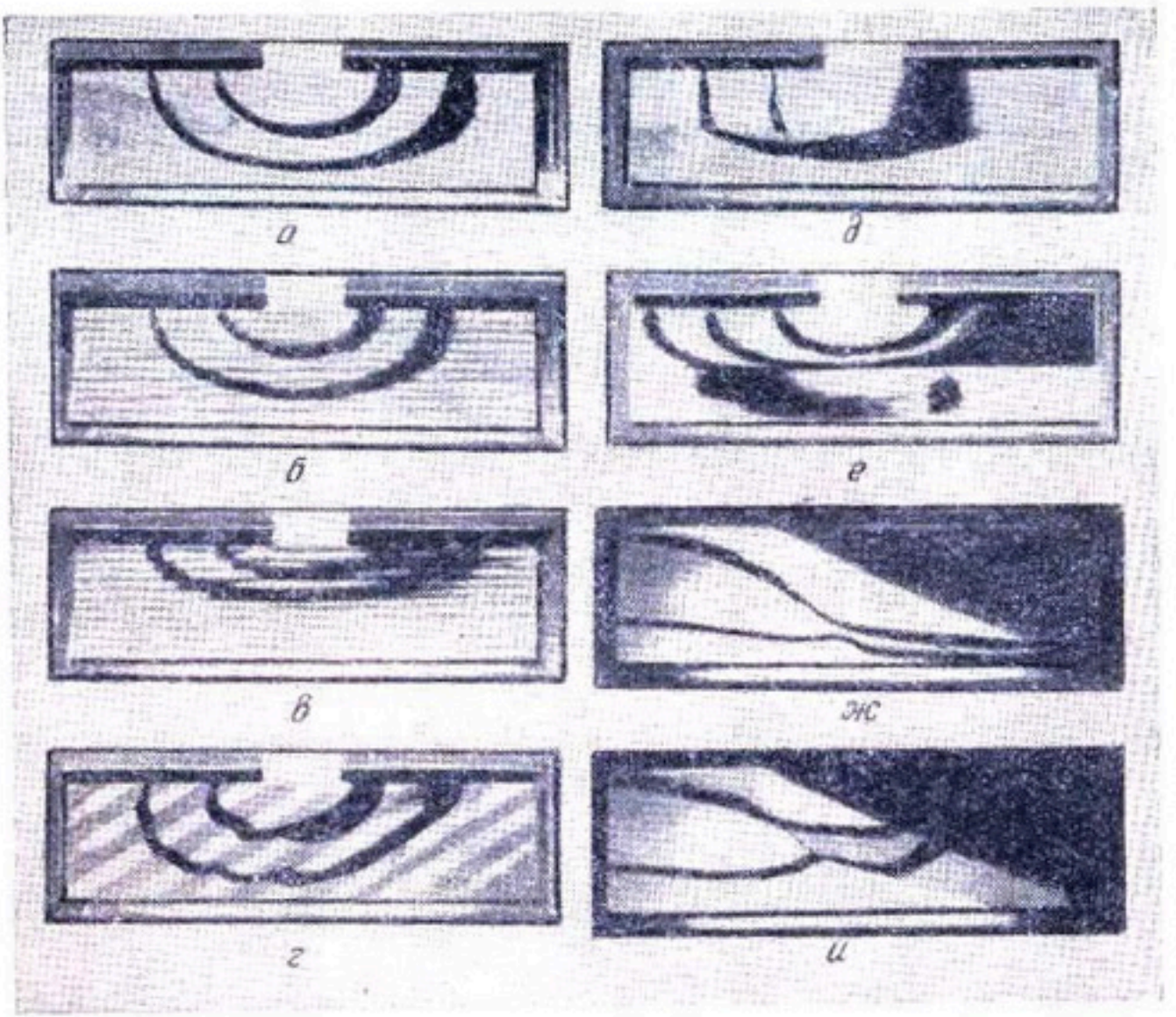


Рис. 119. Модельные испытания в песчаных лотках (по Шаффернаку, 1933):
а — движение грунтовых вод в изотропном грунте у основания плотины; *б* — то же, что и *а*, но для равномерно перемежающихся слоев; *в* — то же, что и *б*, но при большом различии коэффициентов фильтрации слоев; *г* — асимметричные линии тока при негоризонтальном залегании слоев; *д* — движение воды у основания плотины в слабопроницаемом слое, лежащем на слое с большой проницаемостью; *е* — то же, что и *д*, но слои расположены в обратном порядке; *ж* — линии тока грунтовых вод в теле земляной плотины (залегание слоев негоризонтальное); *и* — то же, что и *ж*, но при другом расположении слоев.

§ 4. Модельные исследования Шаффернака

О модельных исследованиях потока через слоистую среду сообщил Шаффернак (1933). Некоторые из его результатов здесь будут рассмотрены.

На рисунке 119 показана знакомая нам картина потока грунтовой воды через изотропный грунт под плотиной. Здесь линии тока образуют фигуры, близкие к софокусным эллипсам, так как непроницаемый слой находится на небольшой глубине. Характер потока определяется глубиной залегания непроницаемого слоя

и шириной основания плотины и не зависит от коэффициента фильтрации.

Рисунок 119, *б* и *в* дает картину линий тока через слоистый грунт под плотиной. Разница коэффициентов фильтрации двух перемежающихся слоев более заметна на рисунке 119, *в*, чем на рисунке 119, *б* (этим и объясняется более плоская форма линий тока на рисунке 119, *в*). Толщина слоев на рисунке 119, *б* и *в* составляет около 1,7 см. Чем тоньше эти слои, тем больше эти задачи приближаются к идеальному случаю анизотропии. Характер потока зависит от коэффициентов фильтрации и от толщины отдельных слоев.

На рисунке 119, *г* показаны линии тока, не симметричные по отношению к основанию плотины из-за негоризонтально направленной слоистости. Чем больше разнятся коэффициенты фильтрации слоев, тем более заметно влияние сложения.

§ 5. Преломление линий тока на границе двух слоев

Рассмотрим сначала линии тока на границе двух однородных изотропных слоев с коэффициентами фильтрации k_1 и k_2 (рис. 120).

Обозначим цифрами 1 и 2 две соседние линии тока, пересекающие границу GG между двумя однородными слоями в точках A и B, которые расположены на бесконечно малом расстоянии друг от друга.

Эквипотенциали, проходящие через точки A и B, обозначим через $(h + dh)$ и h соответственно. Условие неразрывности требует, чтобы расход потока между двумя линиями тока был одинаков в обоих слоях, поэтому имеем

$$k_1 \frac{dh}{ds} S = k_2 \frac{dh}{ds'} S',$$

где S и S' — поверхности, перпендикулярные к направлению потока в каждом из двух слоев.

Данное уравнение можно переписать так (см. рис. 120):

$$k_1 \frac{dh}{A'B} AA' = k_2 \frac{dh}{AB'} BB'$$

или

$$k_1 \operatorname{ctg} \alpha_1 = k_2 \operatorname{ctg} \alpha_2,$$

что дает

$$\frac{\operatorname{tg} \alpha_1}{\operatorname{tg} \alpha_2} = \frac{k_1}{k_2}. \qquad \text{(V,17а)}$$

Таким же образом находим для преломления эквипотенциалей, что

$$\frac{\operatorname{ctg}\beta_1}{\operatorname{ctg}\beta_2}=\frac{k_1}{k_2}\,. \qquad \text{(V,18a)}$$

Любую однородную анизотропную среду можно преобразовать в воображаемую изотропную. Из теоремы III (стр. 276) и уравнений (V,17a) и (V,18a) следует, что для двух анизотропных слоев

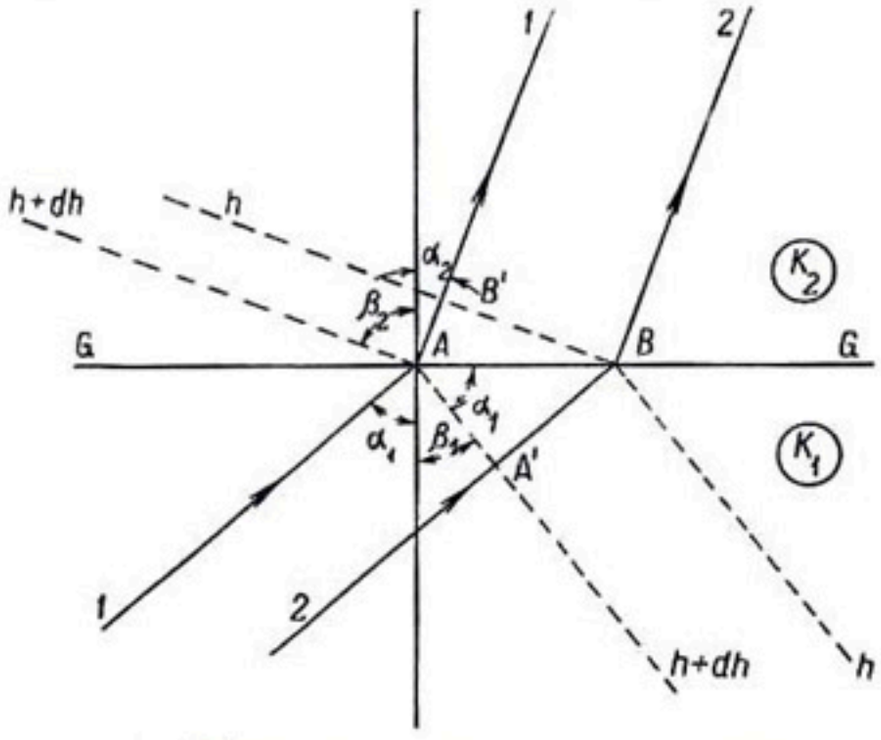


Рис. 120. Рефракция на границе двух однородных изотропных слоев с коэффициентами фильтрации k_1 и k_2 ($k_2<k_1$).

с коэффициентами фильтрации в основных направлениях k_x, k_y, k_z и k'_x, k'_y, k'_z формула преломления для преобразованных систем будет иметь следующий вид:

$$\frac{\operatorname{tg}\alpha_1}{\operatorname{tg}\alpha_2}=\frac{\operatorname{tg}\beta_2}{\operatorname{tg}\beta_1}=\frac{(k_xk_yk_z/k_0)^{\frac{1}{2}}}{(k'_xk'_yk'_z/k'_0)^{\frac{1}{2}}}\,. \qquad \text{(V,19a)}$$

§ 6. Пример преобразования анизотропной двухслойной системы *A* в воображаемую изотропную двухслойную систему *B*

Стивенс (1936) дает общий пример преобразования анизотропной двухслойной системы. В другой работе Стивенс (1938) определяет линии тока и гидродинамическую сетку для потока грун-

товых вод, проходящего через анизотропную дамбу и анизотропный грунт под дамбой. Стивенс отмечает, что любая стационарная плоская задача для течения через любую систему анизотропных слоев может быть решена с помощью электрических аналогий. Безусловно, такие задачи можно решать и с помощью метода релаксаций. Здесь мы ограничимся преобразованием граничных условий анизотропной двухслойной системы A в граничные условия воображаемой изотропной двухслойной системы B.

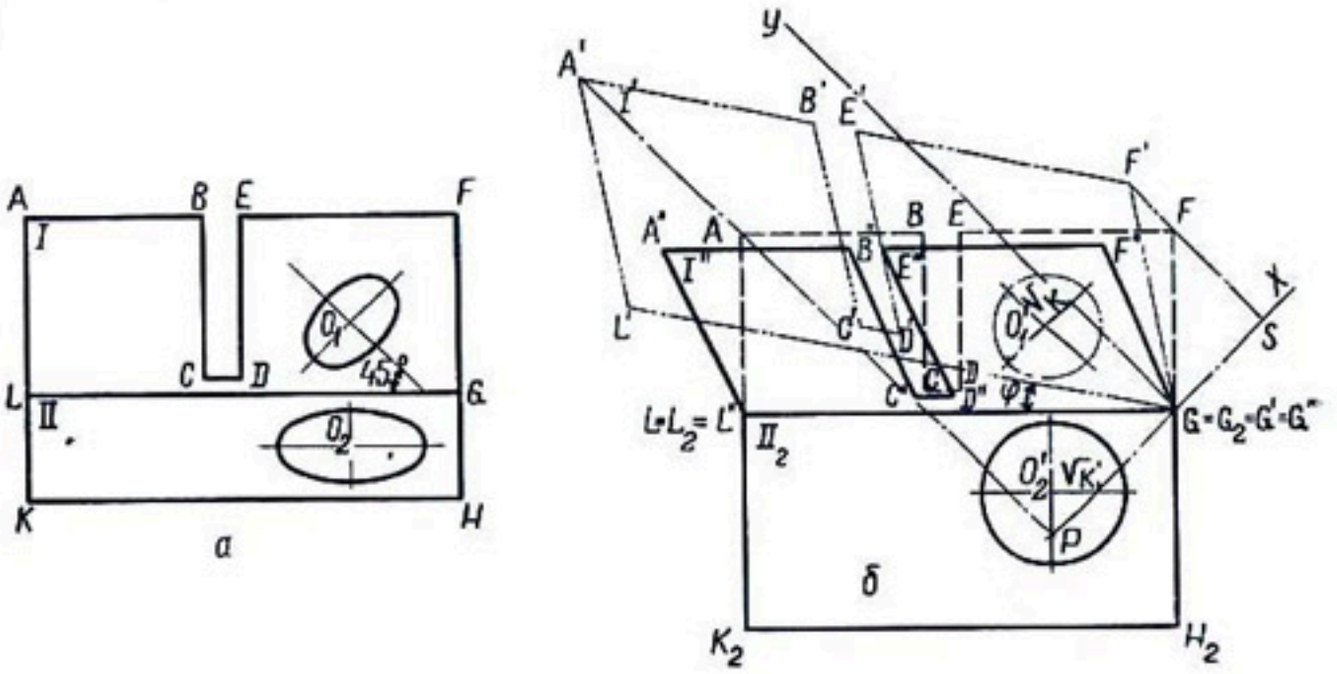


Рис. 121. Пример преобразования анизотропной двухслойной системы A в воображаемую изотропную двухслойную систему B.

Анизотропия области, обозначенной римской цифрой (рис. 121), определяется эллипсом направлений O_1 с полуосями $(k_1)^{1/2}$ и $(k_2)^{1/2}$. Анизотропия области, обозначенной цифрой II, определяется эллипсом направлений O_2 с полуосями $(k_1')^{1/2}$ и $(k_2')^{1/2}$. Главные направления первого эллипса O_1 образуют угол в 45° с горизонтальным направлением. При этом $k_1 = (9/4)k$ и $k_2 = k$. Для нижней области, обозначенной цифрой II, допустим что $k_1' = 4k$ и $k_2' = k$; основные направления анизотропии в этой области совпадают с вертикальным и горизонтальным направлениями.

Область I преобразуется так, что эллипс направления становится кругом. При выборе $k_0 = k_1$ следует, что константа преобразования для направления y равна $(k_1/k_2)^{1/2} = {}^3/_2$, а в направлении x константа направления остается неизменной (см. рис. 121). Таким образом, получаем фигуру $A'B'C' \ldots G'L'$. При этом $PA' : PA = FS' : FS = 3 : 2$.

Область II преобразуется так, что эллипс направления становится кругом, для которого принимаем $k_0' = k_1'$. Отсюда сле-

дует, что координаты в вертикальном направлении умножаются на $(k_1'/k_2')^{1/2}=2$, при этом получаем фигуру преобразования $G_2H_2K_2L_2$.

Граничная линия между обоими слоями становится линией $L'G'$ при первом преобразовании и линией L_2G_2 при втором преобразовании. Линии $L'G'$ и L_2G_2 не совпадают.

Область I′ теперь поворачивается на угол φ так, чтобы линии G_2L_2 и G_1L_1 совпали. В то же время G_1L_1 и другие линии области I умножаются на число μ так, что точка L'' совпадает с точкой L_2. Таким образом, все линии области I′ умножаются на число $\mu=(G_2L_2/G'L')$ и в результате получается область I″, т. е. область $A''B''C''\ \ldots\ F''G''$.

Замечаем, что эллипсоид O_1 теперь преобразован в круг радиуса $\mu\ (k_1)^{1/2}$. В «связанных» преобразованных областях I″ и II_2 гидродинамическая сетка теперь может быть построена обычными методами, так как граничные условия и прочие факторы известны и система является «изотропной». Коэффициент фильтрации, который нужно «приписать» области I, равен $(k_1k_2)^{1/2}=[{}^9/_4\ kk]^{1/2}=$ $={}^3/_2k$, а в области II этот коэффициент должен равняться $(k_1'k_2')^{1/2}=(4kk)^{1/2}=2k$.

Этот способ, описанный только для двух анизотропных слоев, может быть применен для любого количества слоев.

Когда граница между двумя областями I и II имеет форму произвольной кривой, граничные линии преобразованных областей не могут быть совмещены. Тем не менее все же известны точки на граничной линии преобразованной области I, соответствующие точкам на граничной линии преобразованной области II.

3. АНИЗОТРОПИЯ ГРУНТОВ

§ 1. Факторы, обусловливающие анизотропию

Если грунт имеет слоистость, приобретенную искусственным или естественным образом, то в противоположность однородным изотропным грунтам коэффициент фильтрации в таком грунте не будет одинаковым во всех направлениях, а будет зависеть от направления течения. Слоистость может быть обусловлена формой частиц. Плоские частицы (слюда и т. п.) обычно направлены плоской стороной вниз. Давление вышележащей массы способствуют тому, чтобы плоские частицы своими наиболее длинными сторонами располагались горизонтально или параллельно плоскости, на которую они оседают. В этом случае форма пути потока, параллельного плоскости основания, будет отличаться от формы пути

потока, перпендикулярного этой плоскости. Таким образом, среда будет анизотропной.

Осадочные грунты состоят из тонких перемежающихся слоев различного строения, из-за которых коэффициенты фильтрации в различных направлениях имеют разные величины. Аронович (1955, неопубликованное сообщение) сделал много измерений коэффициентов фильтрации в долине Империал (штат Калифорния) и нашел, что в грунтах или слоях наносного происхождения (речных или озерных) микрослоистость и относительный размер отдельных частиц были основной причиной направленных изменений коэффициентов фильтрации.

Следует иметь в виду, что идеальный однородный анизотропный грунт может быть представлен как неоднородный грунт, состоящий из перемежающихся однородно-изотропных слоев бесконечно малой толщины, которые имеют различную водопроницаемость. Хотя толщины этих слоев бесконечно малы, они могут быть различны.

В этом разделе показано, что основные направления анизотропии параллельны и перпендикулярны плоскости напластования и обычно совпадают с горизонтальным и вертикальным направлениями. Коэффициент фильтрации параллельно плоскости напластования всегда больше коэффициента фильтрации в направлении, перпендикулярном этой плоскости (при условии, что в почве нет ходов, образованных червями или корнями растений в направлении, перпендикулярном этой плоскости).

На величину коэффициента фильтрации в верхних слоях почвы могут влиять корни растений. Полости, образуемые корнями, усиливают вертикальную фильтрацию.

Если эти полости встречаются во всем поверхностном слое почвы, то этот слой можно рассматривать как изотропный.

Приведенные выше соображения показывают, что вообще однородное естественное пористое напластование можно считать анизотропным, если его рассматривать с точки зрения коэффициента фильтрации. В общем можно считать, что $k_{\text{гор}} > k_{\text{верт}}$.

Коэффициент фильтрации может также изменяться при изменении направления в самой плоскости напластования. Если частицы грунта ориентированы в этой плоскости так, что их наиболее длинные оси параллельны друг другу, то фильтрация будет наибольшей именно в направлении этих осей. Такое расположение частиц часто встречается в природе, и существует ряд геологических исследований, которые позволяют определить факторы, влияющие на это расположение. Грейтон и Фрейзер (1935) изучали ориентацию минеральных частиц в зависимости от тока воды во время осаждения этих частиц. Они показали, что волны поворачивают песчинки на отмели, так что их длинные оси

образуют прямой угол с направлением движения волн (в результате действия волн образуются зерна округлой формы).

Даплес и Ромингер (1945) показали, что когда удлиненные зерна минерала с одного конца толще, они располагаются параллельно направлению последнего действовавшего на них потока, при этом наиболее широкий конец расположится напротив течения.

Рассел и Тейлор (1937) показали, что, проходя расстояние 120 миль вдоль отмели, минеральные частицы приобретают более округлую форму, чем в случае, когда они проходят расстояние 1050 миль по руслу реки Миссисипи. Отмечается также, что с уменьшением размера частиц, уменьшается их округлость и «окатанность». Чем больше частица, тем меньше степень ее ориентации. Этим и объясняется различие в коэффициентах фильтрации в разных направлениях до тех пор, пока в результате продолжительного действия волн частицы не приобретут округлую форму. Таким образом, требуется тщательное геологическое изучение и точное знание условий осаждения и размеров частиц, чтобы определить направление максимальной фильтрации в осадочных породах.

Джонсон и Хьюз (1948), которые исследовали пески пенсильванских нефтеносных полей, указывают, что направление максимальной фильтрации обычно совпадает с направлением наиболее длинных осей минеральных частиц, но это направление позже может измениться в результате растворения, цементации, уплотнения и других геологических процессов. Поэтому для окончательных выводов нужно определить ориентировку зерен с помощью микроскопического исследования и измерить коэффициент фильтрации.

До сих пор рассматривалась анизотропия, представленная строго единообразной динамической характеристикой среды, однородной в отношении оптической или упругой анизотропии кристаллических материалов.

Измерения проницаемости в имеющихся колонках (кернах) грунта главным образом показывают только порядок разницы между величинами вертикальной и горизонтальной фильтрации. Но иногда необходимо принимать отношение k_h/k_v значительно более высоким, чем то, которое получено в результате измерения в пробах грунта.

В некоторых случаях в пористом пласте могут быть рассеяны очень тонкие слои сланца или слюды. Такое нарушение однородности среды обычно образует разделяющие поверхности в колонках породы. Слои, прилипшие к концам колонок породы, при подготовке образцов для измерений нужно удалять, чтобы они не влияли на величину коэффициента фильтрации. Анизотро-

ния может быть усилена наличием линз и прослоек из сравнительно непроницаемого материала. Из-за неоднородности, вызванной таким залеганием, коэффициент фильтрации в вертикальном направлении во много раз меньше, чем в горизонтальном.

Сильно разнящиеся коэффициенты фильтрации следует принимать во внимание при определении отношения k_h/k_v, которое имеет большое значение при решении практических задач, особенно при осушении посредством откачки. Величина этого отношения зависит от распределения отдельных частиц и прослоек из непроницаемых материалов в пористой среде, которая может быть в целом изотропной. Почти невозможно определить это отношение с помощью обычных анализов образцов породы, поэтому необходимо дальнейшее усовершенствование практических методов измерения коэффициентов фильтрации.

§ 2. Доказательства анизотропии грунтов

Было сделано множество лабораторных измерений вертикальных и горизонтальных составляющих коэффициента фильтрации. Частично результаты этих измерений освещены в литературе.

Первые известные автору исследования зависимости коэффициента фильтрации от расположения частиц грунта были проведены Тимом (1907), который в искусственно приготовленных образцах измерял фильтрацию в направлении, параллельном и перпендикулярном наиболее длинным сторонам частиц.

Маскет (1937, стр. 111) пишет, что более чем две трети из 65 пар образцов песка имели бо́льшую фильтрацию в направлении, параллельном основанию, по сравнению с фильтрацией в перпендикулярном направлении; отношение этих коэффициентов фильтрации колебалось от 1 до 42. Он замечает, что иногда фильтрация в направлении, перпендикулярном к основному слою, больше фильтрации в направлении, параллельном этому слою. Максимальное отношение коэффициентов фильтрации в этом случае составляло 7,3. Маскет не указывает абсолютные величины коэффициентов фильтрации.

Гоулд (1949) определял фильтрацию в глине с помощью анализа осаждения грунта. Он определил, что среднее отношение k_h/k_v равнялось 37,5, когда средняя величина горизонтальной фильтрации была равна $1175 \cdot 10^{-9}$ см/сек. Хворслев (1951), составивший список формул для различных условий потока, определял отношение анизотропии, используя пьезометрические измерения. Он нашел, что величина k_h/k_v равна 41,6.

Аронович (1947) в своей работе поместил таблицу, в которой приводится несколько коэффициентов вертикальной и горизонтальной фильтрации. Все из 15 приведенных им примеров характеризуются низким анизотропным отношением, максимальная величина отношения k_h/k_v равна 3. Горизонтальная фильтрация в этом случае была равна $8{,}7 \cdot 10^{-3}$ см/сек. В этой таблице нет очень низких величин фильтрации, самая низкая величина равна $3{,}1 \cdot 10^{-4}$ см/сек. Аронович (1955, неопубликованное сообщение) указывает, что иногда наблюдаются большие различия между горизонтальной и вертикальной фильтрацией, и считает, что эти различия обусловлены микрослоистостью. Он указывает, что отмеченные различия становятся сильнее при увеличении длины образца грунта.

Рив и Киркхем (1951) провели ряд измерений фильтрации, пользуясь разными методами (метод буровых скважин, метод пьезометров, метод с использованием трубы и метод лабораторных измерений на колонках). Оказалось, что результаты, полученные при использовании разных методов, неодинаковы: различные способы измерений давали различные величины фильтрации для одного и того же грунта. Рив и Киркхем в своих таблицах 1 и 2 приводят коэффициенты фильтрации, которые благодаря анизотропии являются только кажущимися. Вычисляя k_h и k_v для их таблицы 1 с помощью формул, в которых учитывается анизотропия, мы находим (см. следующий раздел), что коэффициент k_h равен приблизительно 28 дюймам (71 см) в час, в то время как отношение k_h/k_v равнялось приблизительно 9. Подсчитано, что приблизительная величина коэффициента k_h равна 6,8 дюйма (17,5 см) в час, а отношение k_h/k_v составляет около 40.

Де Бу и Киркхем (1953) опубликовали работу, где они приводят наблюдавшиеся коэффициенты фильтрации k_h и k_v, определенные методом измерения воздушной проницаемости. При измерении этих коэффициентов воздух под давлением вводится в верхнюю часть, а затем и в середину образца грунта через стекляшную трубку, герметически закрепленную в образце. Когда воздух из камеры проходит в грунт, давление в камере падает. Замечается время t в секундах, потребное для падения первоначального давления в камере до определенной величины. Затем это время подставляется в формулу для вычисления проницаемости k (формула справедлива для случая изотропной почвы). Мааслеид и Киркхем (1955) пересчитали эти величины, применяя теорию, в которой учитывается влияние анизотропии. В таблице 14 приводятся кажущиеся коэффициенты k_h и k_v де Бу и Киркхема, а также соответствующие «исправленные» величины, вычисленные в соответствии с теорией. Единицами проницаемости в этой таблице являются квадратные микроны.

Таблица 14

Кажущиеся коэффициенты вертикальной и горизонтальной фильтрации k_{av} и k_{ah}

Грунт	Коэффициенты					
	кажущиеся, μ^2			исправленные, μ^2		
	k_{av}	k_{ah}	k_{ah}/k_{av}	k_v	k_h	k_h/k_v
Clarion . .	3,80	7,95	2,09	1,11	14,4	13,0
Ida A . .	2,65	5,47	2,06	0,783	9,87	12,6
Ida B . . .	3,99	4,49	1,13	3,33	5,28	1,59

Де Бу и Киркхем не могли объяснить причину изменения проницаемости в горизонтальном направлении.

Джонсон и Хьюз (1948) и Джонсон и Брестон (1951), в дальнейшем упоминаемые как Джонсон и другие, измеряли проницаемость почвенных проб нефтяных скважин в направлениях, параллельных основному слою. Была обнаружена анизотропия проницаемости основного слоя, и в некоторых случаях наблюдались устойчивые отклонения в направлении максимальной и минимальной проницаемости на сравнительно больших площадях.

Применялись два описанных Джонсоном и Хьюзом (1948) метода измерений. При первом методе вырезались длинные образцы грунта под разными углами из монолитов, взятых в нефтяных скважинах, но параллельно основному слою. После этого пробы были тщательно очищены, и из них были удалены вода и нефть. Затем была измерена воздушная проницаемость каждого образца.

При другом методе бурили отверстие в центре цилиндрического образца пористого грунта (опять брали монолит из скважины). Концы этого образца делали параллельными и герметически закрывали. Оборудование, применяемое для измерений, состояло из системы зажимов с подшипниками, которые позволяли поворачивать пористый цилиндр в любое положение для измерений потока. В это время воздух из центрального отверстия непрерывно поступал к незакрытой внешней цилиндрической поверхности. На верху цилиндра была укреплена узкая собирающая головка со щелевым отверстием для сбора воздуха, который выходил из испытываемой части монолита. После измерения собирающую головку снимали и монолит поворачивали на 30°.

Как высчитывалась проницаемость при этих измерениях, не объясняется. Джонсон и Хьюз (1948, стр. 20) пишут, что поток

измерялся для маленького сектора, примыкающего с внешней стороны к щели собирающей головки. Предполагалось, что среднее направление потока и средний градиент давления совпадают с центральной линией сектора. Однако так может быть только в том случае, если центральная линия сектора совпадает с основным направлением анизотропии. Второй метод измерения применялся для большинства проб из-за своей простоты и возможности сравнительно быстро провести опыт.

Результаты Джонсона и других были представлены в форме полярных координат: радиуса направленной проницаемости k_α и полярного угла α. Направления максимальной и минимальной проницаемости устанавливались не очень точно исследованием графиков.

Шейдеггер (1954) предложил более удобные формулы для анализа данных, полученных Джонсоном и другими, и перечертил их графики по-новому. Шейдеггер утверждает, что в случае анизотропии получается эллипс, если в соответствующих направлениях на полярной диаграмме вычертить отрезки, равные о б р а т н о м у квадратному корню из направленной проницаемости. Что это не так, было показано на стр. 279 (теорема IV); эллипс образуется точками, координаты которых равны квадратному корню из направленной проницаемости. Заключение Шейдеггера о том, что измерения Джонсона и других доказывают тензорную теорию проницаемости, требует дальнейшего подтверждения.

Минимальное отношение проницаемостей в основных направлениях анизотропии, полученное из измерений Джонсона и др., как подсчитал Шейдеггер, равно 0,64. Средняя величина этого отношения равна приблизительно 0,75.

Джонсон и Брестон (1951) изучали направление проницаемости в нефтеносных районах различных штатов. Они нашли, что эти направления были постоянными на довольно больших площадях, но не во всех случаях. Бассейн брэдфордских песков изучался наиболее интенсивно. Здесь было обнаружено постоянство основного направления проницаемости на сравнительно большой площади. Направление максимальной проницаемости было с северо-востока на юго-запад.

4. ВЛИЯНИЕ АНИЗОТРОПИИ НА СИСТЕМЫ ТРУБЧАТОГО ДРЕНАЖА

В изложении, которое последует дальше, принимается, что основные направления x, y анизотропии совпадают с горизонтальным и вертикальным направлениями. Коэффициенты фильтрации в этих направлениях обозначаются соответственно через k_h и k_v.

Формулы для определения потока через изотропный грунт могут быть легко применены для определения влияния анизотропии.

Здесь будут рассмотрены два типа задач: 1) задачи с однородной инфильтрацией, направленной вниз к поверхности грунтовых вод (ван Демтер, 1949, 1950; Энгелунд, 1951); 2) задачи с плоской поверхностью грунтовых вод (Киркхем, 1949, 1950; Энгелунд, 1951).

Известно, что вода проникает в гончарные дрены в местах их соединений. Однако при математическом анализе обычно принимают, что поверхность дренажных труб является эквипотенциалью. Если дрены уложены в тонкий слой гравия или другого пористого материала, то потенциал на внешней стороне этого слоя можно считать постоянным.

Для однородных изотропных условий принимают, что гончарные дрены могут быть заменены линейными источниками или стоками. Это значит, что граничные условия у гончарной трубы должны быть тождественны условиям вдоль геометрически сходной кривой в системе заменяющего потока. Это условие почти выполняется в изотропных почвах, когда относительный диаметр дрен мал и дрены работают полным сечением. Таким образом, поверхность дрен является эквипотенциалью, и форма эквипотенциалей, расположенных в непосредственной близости от линейного источника, будет близка к окружности. Однако это условие может выполняться и в том случае, когда не всё сечение дрены заполнено водой. В этом случае мы располагаем линейным стоком или источником не по оси дрены, а, например, немного ниже. В случае негоризонтальной поверхности грунтовой воды можно таким же способом изобразить приток к относительно мелким траншеям и от них.

Такое осреднение граничных условий для сравнительно больших дрен (или каналов) может привести к слишком большим ошибкам. В таких случаях необходимо точнее определить граничные условия.

Замена гончарных дрен линейным источником и отождествление поверхности гончарной дрены с эквипотенциалью, имеющей форму окружности, дают наилучшие результаты в изотропной почве, если вода находится над дреной. Киркхем (1947, 1949, 1950а) рассматривает зависимость между эквипотенциалями вокруг линейных источников и гончарных дрен для случая горизонтальной поверхности грунтовой воды[1].

Круг в анизотропной среде становится эллипсом в мнимой преобразованной среде. Это может привести к серьезному иска-

[1] Как отмечалось выше, эту задачу исчерпывающе решил ранее В. В. Ведерников (1940) (см. прим. на стр. 179).— *Прим. ред.*

жению картины потока и сделать практически невозможным решение задач гончарного дренажа в анизотропном грунте с помощью линейных источников. В преобразованной среде эквипотенциаль должна иметь форму эллипса, который должен отождествляться с круговой поверхностью гончарной дрены в настоящей анизотропной среде. Энгелунд (1951) дает решение для потока к гончарным дренам в анизотропном грунте в случае плоской поверхности грунтовых вод. Особенно удобны для демонстрации влияния анизотропии следующие решения.

1. Для постоянной инфильтрации в направлении поверхности грунтовых вод в случае, когда дрены уложены в горизонтальном непроницаемом слое (см. рис. 123). Это решение дано Энгелундом (1951).

2. Для постоянной инфильтрации в направлении грунтовых вод в случае открытых дрен прямоугольного сечения (см. рис. 124). Это решение дано ван Демтером (1950).

3. Для потока к прямоугольным траншеям в случае плоской поверхности грунтовых вод и непроницаемой подпочвы (рис. 125). Это решение дано Киркхемом (1950b).

В этих трех перечисленных случаях форма границ в результате преобразования не изменяется. Прямое горизонтальное дно и прямые вертикальные стенки траншей остаются прямыми, и влияние анизотропии может быть быстро определено из решений, полученных для изотропных условий после определения условий преобразованной анизотропной системы. Решения для траншей приобретают особую важность, когда гончарные дрены укладываются в траншею, заполняемую материалом, имеющим больший коэффициент фильтрации, чем окружающий грунт. В этом случае выводы, сделанные при решении этих задач для траншей с учетом анизотропии, непосредственно применимы и к задачам гончарного дренажа.

Известна зависимость между расходом гончарной дрены и уровнем грунтовых вод в середине между дренами, установленная из решений с линейными источниками в условиях равномерной инфильтрации (ван Демтер, 1950). Эта зависимость находится в хорошем соответствии с такой же зависимостью, установленной для пустых открытых дрен прямоугольного сечения. Это будет показано ниже путем сравнения результатов подсчета, приведенных в таблице 15. Поэтому можно использовать это частное решение с линейными источниками для приблизительной оценки влияния анизотропии.

В последующем изложении приняты следующие обозначения:

a — глубина залегания центра гончарной дрены, считая от поверхности почвы;

h — глубина воды в траншее, считая от дна траншей;

h_d — гидравлический напор в гончарной дрене;
h_1 — уровень грунтовых вод, считая от центра гончарной дрены; для открытых дрен — высота поверхности грунтовых вод у боковой стенки траншеи;
h_3 — расстояние до точки O на рисунке 122 ($h_3 > 0$ при расположении этой точки над линией гончарных дрен и $h_3 < 0$ при нахождении этой точки ниже этой линии);
L_0 — расстояние между наиболее близкими стенками смежных траншей;
m — расстояние от поверхности грунтовых вод в середине между дренами до линии, соединяющей центры дрен;
q — величина расхода с единицы поверхности почвы (модуль дренажного стока);
Q — расход на единицу длины дрены;
r — внешний радиус гончарной дрены или внешний радиус гравийной засыпки;
s — расстояние между центрами дрен;
$\gamma = \frac{k+N}{L-N}$ — безразмерная величина;
N — равномерное просачивание по направлению к поверхности или от поверхности грунтовых вод (вниз — отрицательное, вверх — положительное);
L — фильтрация, направленная вверх (положительная) или вниз (отрицательная), от водоносного слоя на большой глубине или к нему. На большой глубине величина L принимается равномерной. При $L = 0$ и $q = -N$ отношение γ становится равным $k/q - 1$.

§ 1. Равномерная инфильтрация с поверхности почвы

Задачи, которые здесь рассматриваются, решены с помощью конформных отображений. Принимаем следующие положения:

1) гончарные или открытые дрены находятся на равном расстоянии друг от друга;

2) почва однородна;

3) скорость инфильтрации (или испарения) N по направлению к уровню грунтовых вод (или от него) постоянна в горизонтальной плоскости;

4) скорость просачивания L, направленная вниз к глубокому водоносному слою или вверх от него, постоянна в горизонтальной плоскости на большой глубине под дренами.

Типовые задачи показаны на рисунках 122, 123 и 124. Дренажная система состоит из множества бесконечно длинных параллель-

ных и расположенных на одинаковом расстоянии друг от друга траншей или гончарных дрен. Уровни воды в траншеях или в гончарных дренах лежат в одной горизонтальной плоскости. Когда условия в направлении, перпендикулярном к плоскости x, y, являются одинаковыми, то мы имеем дело с задачей двухмерного потока. Рассматривается только установившееся движение. Благодаря симметрии мы можем ограничиться рассмотрением области $OPQRS$ на рисунке 122.

Укажем все возможные варианты задачи: дождь ($N<0$), суммарное испарение ($N>0$), просачивание вверх ($L>0$), просачивание вниз ($L<0$). При условии, что мы будем проводить различие между дренажным потоком и потоком в почву из гончарных дрен, насчитаем шесть вариантов задачи. Мы имеем дренаж, если $L-N>0$, и поток в почву из гончарной дрены, если $L-N<0$. Кроме того, в случае дренажа самая низкая точка поверхности грунтовых вод будет находиться непосредственно над дренами. В случае потока из гончарных дрен эта точка будет лежать в середине между гончарными дренами.

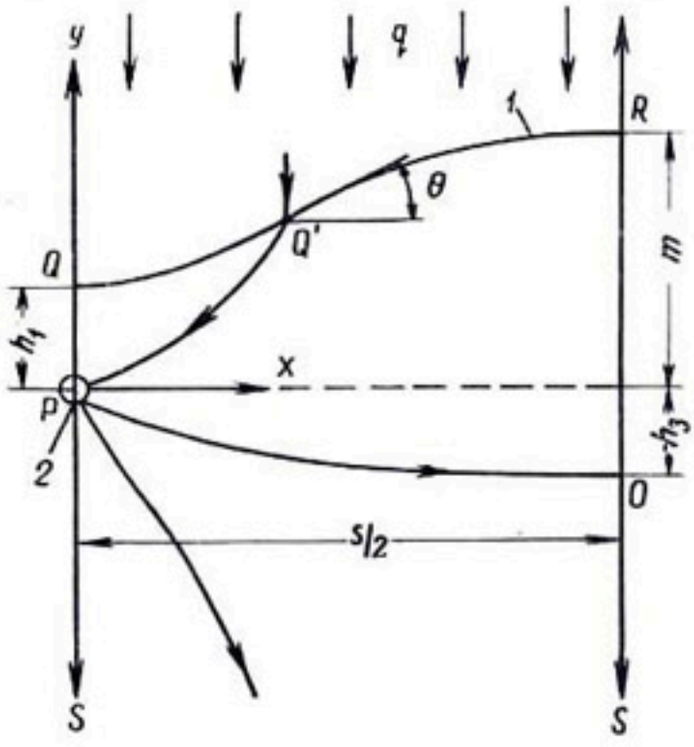


Рис. 122. Гончарные дрены в однородной почве. Происходит равномерная инфильтрация q с поверхности почвы в направлении к поверхности грунтовых вод. По ван Демтеру (1950):
1 — поверхность грунтовых вод; 2 — дрена.

Можно различать шесть случаев по положению точки O, в которой потоки L и N встречаются или отклоняются друг от друга. В точке O скорость равна нулю; поэтому в этой точке всегда будет находиться начало годографа.

В этом разделе будет рассматриваться только дренаж ($q=L-N>0$). Предполагается, что просачивание вверх или вниз из нижнего водоносного пласта отсутствует ($L=0$). В этом случае $q=-N$ (величина N сама по себе является отрицательной).

1. Горизонтальные дрены в горизонтальном непроницаемом слое. Энгелунд (1951) дает решение для установившегося равномерного потока через однородную изотропную почву, лежащую над непроницаемым слоем, в котором проложены дрены. Граничные условия для этой задачи могут быть выражены следующим

образом (рис. 123)[1]:

$$\begin{aligned}
&\text{вдоль линии } BA \quad \psi = 0,\\
&\text{вдоль линии } AD \quad \psi = 0,\\
&\text{вдоль линии } DC \quad \varphi = 0,\\
&\text{вдоль линии } BC \quad \begin{cases} \varphi = ky, \\ \psi = -qx. \end{cases}
\end{aligned} \tag{V,1б}$$

Уравнение поверхности грунтовых вод для этой задачи имеет следующий вид:

$$\frac{x^2}{\left(\frac{1}{2} L_0 \sqrt{\frac{k}{k-q}}\right)^2} + \frac{y^2}{\left(\frac{1}{2} L_0 \sqrt{\frac{q}{k-q}}\right)^2} = 1. \tag{V,2б}$$

Это уравнение эллипса с фокусом в точке $x = \pm \frac{1}{2} L_0$, $y = 0$ (точка D на рис. 123). Длинная ось эллипса и сопряженная ось (V, 2б) соответственно равны расстоянию между дренами и удвоенному расстоянию от поверхности грунтовых вод в середине между дренами до водонепроницаемого слоя.

Таким образом,

$$s = L_0 \left(\frac{k}{k-q}\right)^{\frac{1}{2}}, \tag{V,3б}$$

$$m = \frac{1}{2} L_0 \left(\frac{q}{k-q}\right)^{\frac{1}{2}}. \tag{V,4б}$$

Из формулы (V, 3б) видно, что ширина дрены $2 \cdot DC$ (см. рис. 123) является зависимой переменной и что $s \longrightarrow L_0$, если $q \ll k$. Анализ задачи можно произвести независимо от ширины дрены, если эта ширина больше $2 \cdot DC$. В этом случае форма поверхности грунтовых вод будет определяться только тремя переменными L_0, k и q.

---

[1] Поставленная таким образом задача для однородного грунта не имеет серьезного практического значения по следующим мотивам: 1) как легко обнаружить, условия отвода воды предполагают ее поглощение поверхностью DC при атмосферном давлении, то есть здесь не учитывается ни проницаемость засыпки, ни горизонт воды в дрене; 2) как правильно было отмечено Киркхемом (ч. II—III), вода в дрену поступает главным образом снизу, отчего размещать ее следует несколько выше водоупора, никоим образом не закладывая ниже его поверхности; 3) решение требует определенного критического размера щели $2 \cdot DC = \frac{Q}{q}\left(1 - \sqrt{1 - \frac{q}{k}}\right) \approx \frac{1}{2} \cdot \frac{Q}{k}$, что далеко не всегда будет выдержано, отчего над дреной возникнет участок навсания, и предлагаемое решение станет непригодным. Приведенная здесь схема интересна с точки зрения последующего показа влияния анизотропии грунта.— *Прим. ред.*

При этом ширина всех дрен будет приниматься в расчет автоматически. Если ширина дрены больше $2 \cdot DC$, приток к средней части дрены будет равен величине инфильтрации q.

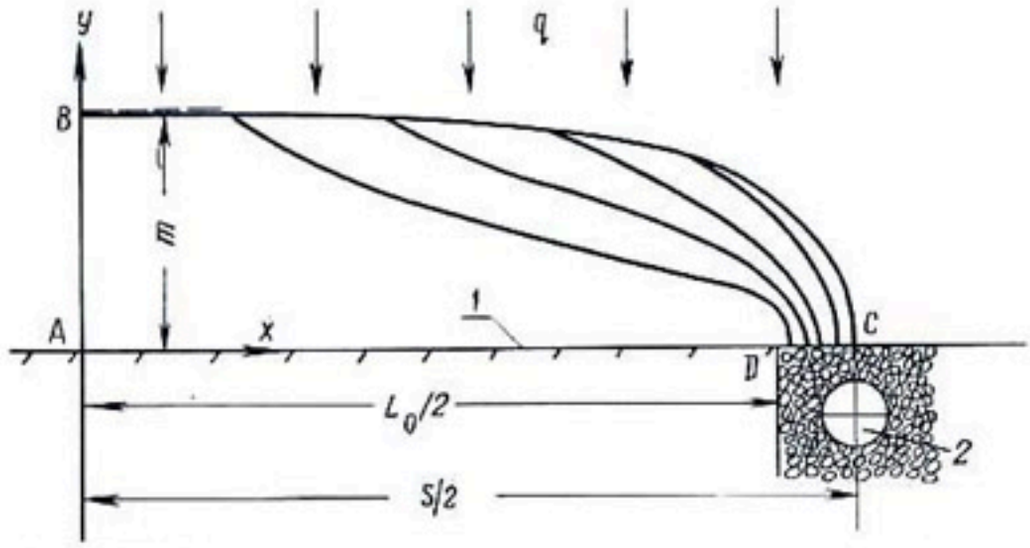


Рис. 123. Дрены, уложенные в непроницаемом слое. Равномерная инфильтрация q с поверхности почвы. По Энгелунду (1951):
1 — непроницаемый слой; *2* — рена.

Уравнения для линий токов и эквипотенциалей имеют следующий вид:
для линий токов

$$x^2 - y^2 - \frac{1}{4} L_0^2 = \frac{\psi^2}{qk} - \frac{qk}{\psi^2} x^2 y^2; \qquad \text{(V,5б)}$$

для эквипотенциалей

$$x^2 - y^2 - \frac{1}{4} L_0^2 = \frac{qk}{\varphi^2} x^2 y^2 - \frac{\varphi^2}{qk} . \qquad \text{(V,6б)}$$

Из (V, 4б) следует, что

$$L_0 q = 4k \frac{m^2}{L_0} \left(1 - \frac{q}{k}\right) . \qquad \text{(V,7б)}$$

Из уравнения (V,7б) мы видим, что $L_0 = 0$, если $q = k$. Этого и следовало ожидать, так как в этом случае возможен только вертикальный ток вниз при единичном градиенте, потому что в противном случае уровень грунтовой воды поднялся бы до бесконечно большой высоты (см. уравнение V,4б). Если $k = q$, то вместо дрен для удаления воды может служить хорошо проницаемый слой гравия, находящийся под воздействием атмосферного давления и прикрытый грунтом. Но при этом в гравии не должно быть никаких потерь напора[1].

[1] Случай мало реальный (к счастью, обычно $q \ll k$).—*Прим. ред.*

Общий расход дрен выражается уравнением

$$Q = qs,$$

что, согласно равенствам (V,3б) и (V,7б), может быть переписано так:

$$Q = qL_0\left(\frac{k}{k-q}\right)^{\frac{1}{2}} = 4k\frac{m^2}{L_0}\left(1-\frac{q}{k}\right)\left(\frac{k}{k-q}\right)^{\frac{1}{2}}, \qquad \text{(V,8б)}$$

откуда видно, что[1]

$$Q = 4k\frac{m^2}{L_0}\left(1-\frac{q}{k}\right)^{\frac{1}{2}} = 4k\frac{m^2}{s}. \qquad \text{(V,9б)}$$

В случае анизотропии сначала необходимо трансформировать среду потока в воображаемую изотропную среду, оставляя гидравлический напор и параметры линий тока в этой воображаемой среде такими же, как и в действительной анизотропной почве (теорема I, стр. 273). Координатные оси первоначальной (естественной) почвенной среды преобразуются согласно уравнениям (V,4) и (V,5) следующим образом:

$$x' = \left(\frac{k_0}{k_h}\right)^{\frac{1}{2}} x \quad \text{и} \quad y' = \left(\frac{k_0}{k_v}\right)^{\frac{1}{2}} y.$$

Коэффициент фильтрации преобразованной системы, согласно уравнению (V,35), равен

$$k' = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}}.$$

Граничные условия системы $A'B'C'D'$ с координатными осями x', y', в которую преобразуется анизотропная система $ABCD$, могут быть определены так:

$$\begin{aligned}
&\text{вдоль линии } B'A' \quad \psi = 0,\\
&\text{вдоль линии } A'D' \quad \psi = 0,\\
&\text{вдоль линии } D'C' \quad \varphi = 0,\\
&\text{вдоль линии } B'C' \quad \varphi = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}}(k_v/k_0)^{\frac{1}{2}} y',\\
&\qquad\qquad\qquad\quad \psi = -qx = -q\left(\frac{k_h}{k_0}\right)^{\frac{1}{2}} x'.
\end{aligned} \qquad \text{(V,10б)}$$

Считается, что в анизотропной почве имеет место постоянная величина инфильтрации q в направлении поверхности грунтовых вод.

---

[1] Обычная формула Кене имеет вид $s = 2m\sqrt{\frac{k}{q}}$. — *Прим. ред.*

Воображаемая система потока геометрически подобна изотропной системе, для которой выведены уравнения (V,2б)—(V,9б). Все эти уравнения можно применить к системе x', y', если постоянные k и q в этих уравнениях заменить величинами $(k_h k_v)^{\frac{1}{2}}\left(\frac{k_v}{k_0}\right)^{\frac{1}{2}}$ и $q\left(\frac{k_h}{k_0}\right)^{\frac{1}{2}}$ соответственно. Из выражения (V,2б) находим, что уравнение поверхности грунтовых вод будет иметь следующий вид:

$$\frac{x'^2}{\left(\frac{1}{2}L_0'\sqrt{\frac{k_v}{k_v-q}}\right)^2}+\frac{y'^2}{\left(\frac{1}{2}L_0'\sqrt{\frac{q}{k_v-q}}\right)^2}=1,$$

или в анизотропной системе[1] x, y

$$\frac{x^2}{\left(\frac{1}{2}L_0\sqrt{\frac{k_v}{k_v-q}}\right)^2}+\frac{y^2}{\left(\frac{1}{2}L_0\sqrt{\frac{k_v}{k_h}}\sqrt{\frac{q}{k_v-q}}\right)^2}=1. \quad \text{(V,2б')}$$

Произвольной постоянной k_0 в уравнении (V,2б') нет, как и должно было быть.

Подобным же образом из (V,5б) и (V,6б) находим, что уравнения линий токов и эквипотенциалей в анизотропной системе имеют такой вид:

линии токов

$$k_v x^2-k_h y^2-\frac{1}{4}k_v L_0^2=\frac{\psi^2}{2}-\frac{q\,k_h k_v}{\psi^2}x^2y^2; \quad \text{(V,5б')}$$

эквипотенциали

$$k_v x^2-k_h y^2-\frac{1}{4}k_v L_0^2=\frac{q\,k_h k_v}{\varphi^2}x^2y^2-\frac{\varphi^2}{q}. \quad \text{(V,6б')}$$

Уравнения (V,5б) и (V,6б) могут быть получены из уравнений (V,5б') и (V,6б') путем подстановки $k_h=k_v$.

Уравнения (V,7б) и (V,9б) становятся уравнениями для потока через анизотропную среду:

$$\left(\frac{L_0}{m}\right)^2=4\,\frac{k_h}{q}\left(1-\frac{q}{k_v}\right); \quad \text{(V,7б')}$$

$$Q=4k_h\,\frac{m^2}{L_0}\left(1-\frac{q}{k_v}\right)^{\frac{1}{2}}. \quad \text{(V,9б')}$$

[1] Здесь и далее координаты x, y применяются для обозначения как изотропной системы, так и непреобразованной анизотропной. При различении этих двух систем не должно быть никаких затруднений, так как порядок рассмотрения всех задач одинаков: 1) изотропная система; 2) преобразованная анизотропная система; 3) действительная анизотропная система.

Уравнения (V,2б)—(V,9б) мы получили, исходя из предположения, что $q<k$. В случае анизотропии условия эти таковы, что $q<k_v$; в противном случае отношение $\frac{L_0}{m}$ становится нулем или мнимым числом, что видно из уравнения (V,7б′).

Взаимосвязь между s и L_0 теперь такова:

$$s = L_0\left(\frac{k_v}{k_v - q}\right)^{\frac{1}{2}}. \quad (V,3б')$$

Следует помнить, что в этом решении ширина дреп — зависимая переменная, что видно из уравнения (V,3б′). Уравнение (V,9б′) показывает, что если $k_v \gg q$, то

$$Q \approx 4k_h \frac{m^2}{L_0}. \quad (V,9б'')$$

В этом случае из уравнения (V,3а) следует, что $L_0 \to s$. Ширина дрены $L_0 - s$ остается постоянной до тех пор, пока $(L_0 - s) > 2 \cdot DC$ (см. рис. 123).

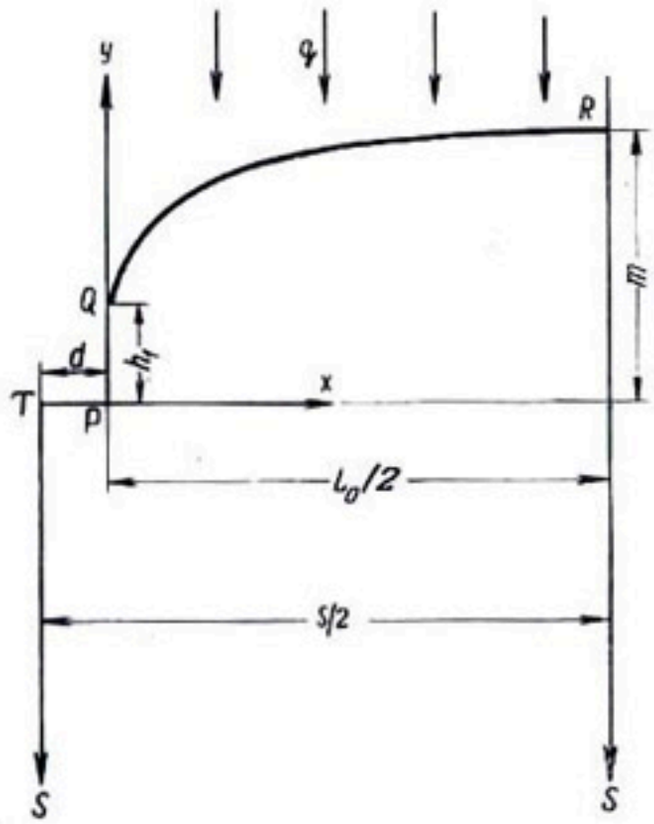


Рис. 124. Установившийся поток к открытым дренам прямоугольного сечения в среде, ограниченной с одной стороны. Непроницаемый слой находится ниже дрен на очень большой глубине или отсутствует совсем. Ширина траншей равна $2d$. По ван Демтеру (1950).

Приближенная формула, выведенная из предположения горизонтально направленного потока, анализировалась целым рядом исследователей (см., например, Доннан, 1946). Предполагалось, что фильтрация k_h в горизонтальном направлении является преобладающей. Из этого решения находим, что поверхность грунтовых вод имеет эллиптическое очертание. В случае, когда дрены уложены в непроницаемый слой, эта поверхность практически совпадает с поверхностью, найденной из предыдущего решения. Так как обычно $k_h > k_v > q$, можно утверждать, что благодаря анизотропии формальное оправдание для вывода приближенной формулы обеспечивается анализом Энгелунда (1951).

2. Пустые открытые траншеи прямоугольного сечения в полуограниченной среде. Ван Демтер (1950) решил эту задачу постоянного потока, считая, что инфильтрация с поверхности почвы в направлении поверхности грунтовых вод равномерная (рис. 124).

Для изотропной среды пограничные условия следующие:

$$\begin{aligned}
&\text{вдоль линии } PQ \quad \varphi = ky;\\
&\text{вдоль линии } QR \quad \begin{cases} \varphi = ky; \\ \psi = -q\left(x - \frac{1}{2}L_0\right); \end{cases} \qquad \text{(V,11б)}\\
&\text{вдоль линии } RS \quad \psi = 0;\\
&\text{вдоль линии } ST \quad \psi = 0;\\
&\text{вдоль линии } PT \quad \varphi = 0.
\end{aligned}$$

Решение этой задачи потока довольно сложное (оно рассматривается в разделе II этой части)[1]. Для оценки влияния анизотропии мы воспользуемся таблицей, данной ван Демтером (1950), в которую сведены числовые значения, полученные на основе аналитических решений.

Из анализа вытекает, что в случае изотропии результаты могут быть выражены в виде безразмерных параметров q/k, $2d/L_0$ и $2m/L_0$.

Ниже приводится пример того, как вычисляются расстояния с помощью таблицы 15.

Предположим, что

глубина дрены равна 5 футам (1,52 м);

уровень грунтовых вод между дренами составляет 2 фута (0,61 м), считая от поверхности почвы; величина $q = {}^1/_{50}$ акрофута на акр в сутки $= {}^1/_{50}$ фута (0,0061 м) в сутки, величина $k = 2$ футам (0,61 м) в сутки.

Таким образом имеем $q/k = 0{,}01$ и $m = 5 - 2 = 3$ футам (0,91 м). Из таблицы 15 находим, что при $2d/L_0 = 0{,}002$ отношение $2m/L_0$ равно 0,0315, так что $L_0 = 6/0{,}0315 = 190$ футам (57,95 м).

Для преобразования анизотропной системы $PQRST$ в воображаемую изотропную систему $P'Q'R'S'T'$ выберем произвольную постоянную $k_0 = k_h$. Тогда оси координат преобразуются, согласно уравнениям (V,4) и (V,5) на стр. 276, следующим образом:

$$x' = x \text{ и } y' = \left(\frac{k_h}{k_v}\right)^{\frac{1}{2}} y.$$

Коэффициент фильтрации преобразованной системы будет равен $(k_h k_v)^{\frac{1}{2}}$.

---

[1] В разделе II приведено решение Энгелунда о притоке к системе трубчатых дрен, а не траншей. Решение, аналогичное рассматриваемому здесь, было получено (для «щелей Жуковского») В. И. Аравиным (Известия Н.-и. ин-та гидротехники, 18, 1936, Л.) и С. Н. Нумеровым (Известия Всес. н.-и. ин-та гидротехники, 38, 1948, Л.).— *Прим. ред.*

Таблица 15

Вычисленные величины $2m/L_0$ для пустых открытых траншей, имеющих прямоугольное сечение и различную ширину, а также величины $2\,m_{мин}/s$ для гончарных дрен

q/k *	$2d/L_0=0$ **	$2d/L_0=0{,}002$	$2d/L_0=0{,}1$	$2d/L_0=\infty$	$2\,m_{мин}/s$ *** для гончарных дрен
0,001	0,00475	—	—	0,00100	0,00460
0,002	0,00863	—	—	0,00200	0,00832
0,005	0,0187	—	—	0,00499	0,0179
0,01	0,0331	0,0315	0,0221	0,00995	0,0316
0,02	0,0583	0,0554	0,0417	0,0199	0,0548
0,05	0,119	0,118	0,0914	0,0495	0,111
0,1	0,202	0,202	0,165	0,0982	0,184
0,2	0,341	0,338	0,296	0,198	0,304
0,5	0,742	—	—	—	0,608

* k — коэффициент фильтрации; q — расход на единицу поверхности почвы.
** $2d$ — ширина траншей; L_0 — расстояние между наиболее близкими стенками соседних дрен.
*** s — расстояние между осями гончарных дрен; $m_{мин}$ — высота уровня грунтовых вод точно посредине между соседними открытыми или гончарными дренами; $m_{мин}$ вычислено по уравнению (V,13б).

Граничные условия преобразованной системы $P'Q'R'S'T'$ будут тогда следующими:

вдоль линии $P'Q'$ $\varphi = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}} y = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{k_v}{k_h}\right)^{\frac{1}{2}} y' = k_v y'$;

вдоль линии $Q'R'$
$$\begin{cases} \varphi = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}} y = k_v y'; \\ \psi = -q\left(x - \frac{1}{2}L_0\right) = -q\left(x' - \frac{1}{2}L_0\right); \end{cases} \qquad \text{(V,11б')}$$

вдоль линии $R'S'$ $\psi = 0$;
вдоль линии $S'T'$ $\psi = 0$;
вдоль линии $P'T'$ $\varphi = 0$.

Надо помнить, что, хотя геометрически задача преобразована в направлении оси y, гидравлический напор y остается неизменным и в преобразованной среде (теорема I). Поэтому гидравлический напор y в уравнении (V,11б') тот же, что и в уравнении (V,11б).

Сравнение граничных условий (V,11б) и (V,11б') показывает, что решения для изотропной системы могут быть использованы и для преобразованной анизотропной системы x', y', если в этих

решениях величины k и q соответственно заменить величинами k_v и q. Частное $\frac{q}{k}$ при этом заменяется отношением q/k_v и в головке таблицы 15 нужно заменить отношение $2d/L_0$ величиной $2d'/L'_0$. Величины, указанные в таблице, будут представлять отношения $2m'/L'_0$ и в соответствии с формулой преобразования

$$\frac{m}{L_0}=\left(\frac{k_v}{k_h}\right)^{\frac{1}{2}}\frac{m'}{L'}. \qquad \text{(V,12б)}$$

С помощью таблицы 15 для примера сделано несколько расчетов, в которых предполагается, что $kh=2$ футам (0,61 м) в сутки, $q=1/50$ фута (0,0061 м) в сутки, $m=3$ футам (0,91 м), $2d/L_0=0{,}002$. k_v— переменная величина. Результаты этих расчетов приведены в таблице 16.

Таблица 16

Влияние анизотропии на расстояние между дренами ($k_h=2$ фута/сутки, $q=\frac{1}{50}$ фута/сутки, $2d/L_0=0{,}002$, $m=3$ фута)

q/k_v	$2m'/L'_0$	$\frac{k_h}{k_v}$	$\frac{2m}{L_0}$	L_0, футы
0,01	0,0315	1	0,0315	190
0,02	0,0554	2	0,0392	153
0,05	0,118	5	0,0528	113
0,1	0,202	10	0,0639	94
0,2	0,338	20	0,0756	79

Во всех примерах таблицы 16 принято, что $k_h/k_v>1$, как это обычно бывает в полевых условиях. Ясно, что этот же метод расчета может быть применен и в том случае, когда $k_h/k_v<1$. Таблица 16 показывает, что влияние анизотропии является довольно ощутимым. При постоянной величине k_h расстояние, подсчитанное для отношения $k_h/k_v=10$, составляет около половины расстояния, найденного для отношения $k_h/k_v=1$. Указывается, что, когда $2d/L_0=0{,}002$, ширина дрен изменяется от 0,38 (0,116) до 0,188 фута (0,057 м), а расстояние между дренами изменяется от 190 (57,95) до 94 футов (28,7 м). Следует отметить, что анализ нельзя сделать независимо от ширины дрены, как это делалось выше.

Таблица 17 показывает, что если величину $(k_hk_v)^{1/2}$ взять постоянной, равной k_h, то расстояние между дренами увеличивается с ростом k_h/k_v. Величины $2m/L_0$ в таблице 17 были получены с кривых, построенных по данным таблицы 15.

Таблица 17

Влияние анизотропии на расстояние между дренами, $(k_h k_v)^{\frac{1}{2}} = 2$ фута (0,61 м) в сутки, $q = 1/50$ фута (0,0061 м) в сутки, $2d/L_0 = 0{,}002$, $m = 3$ фута (0,91 м)

q/k_v	$2m'/L_0'$	k_h/k_v	$2m/L_0$	L_0, футы
0,01	0,0315	1	0,0315	190
0,0142	0,0425	2	0,0304	197
0,0224	0,0607	5	0,0272	220
0,0317	0,0814	10	0,0258	232
0,0448	0,0108	20	0,0242	248

Наконец, замечено, что влияние отношения анизотропии k_h/k_v на расстояние между дренами зависит от глубины залегания «непроницаемого» слоя под дреной. Например, для идентичных допущений, сделанных при построении таблиц 16 и 17 (где принято, что непроницаемый слой находится на бесконечно большой глубине), относительное влияние k_v в уравнении (V,7б′), которое выведено для горизонтальных, уложенных в непроницаемом слое дрен, значительно меньше, чем в расчетных примерах.

3. Установившийся равномерный поток к гончарным дренам. Густафсон (1946), ван Демтер (1950) и Энгелунд (1951) изучали установившийся поток к гончарным дренам в однородной полуограниченной изотропной почве (рис. 122). Величины N и L считаются постоянными в горизонтальной плоскости. Были найдены точные уравнения, определяющие форму и положение поверхности грунтовых вод. Для практического применения ван Демтер (1950) дал упрощенные формулы, позволяющие определить уровень грунтовых вод непосредственно над гончарными дренами и между ними. Эти формулы приводятся ниже:

$$\frac{2\pi m_{\text{мин}}}{s} = \ln\left(1+\frac{2}{\gamma}\right) + \frac{2}{\gamma}\ln\left(1+\frac{\gamma}{2}\right); \qquad \text{(V,13б)}$$

$$\frac{2\pi h_{1\text{ мин}}}{s} = \ln\left(1+\frac{2}{\gamma}\right) + \frac{2}{\gamma(1+\gamma)}\ln\left(1+\frac{\gamma}{2}\right), \qquad \text{(V,14б)}$$

где

$$\gamma = \frac{k+N}{L-N}. \qquad \text{(V,15б)}$$

Ошибка при этом упрощении получается меньше 10%, пока $h_{1\text{ мин}} < 0{,}2\, m_{\text{мин}}$. Эти уравнения дают самое низкое из всех возможных положений поверхности грунтовых вод на осушаемой территории

при постоянных величинах N и L. Уравнения (V,13б) и (V,14б) применимы только к дренажу, т. е. когда $L-N>0$, и не относятся к случаю потока из дрен в почву. Полный анализ этих формул см. в разделе I этой части.

Цифры, помещенные в табл. 15, в колонке «$2m_{мин}/s$ для гончарных дрен», вычислены по уравнению (V,13б). Из этой таблицы видно, что решение для гончарных дрен хорошо согласуется с решением задачи дренажа с помощью сравнительно узких траншей. Поэтому, несмотря на упомянутое выше искажение картины потока непосредственно около дрены, в этом случае кажется разумным использовать при решении задачи о гончарных дренах те же положения, которые касались открытых траншей прямоугольного сечения. Тогда при анизотропии γ принимает следующий вид:

$$\gamma_a=\frac{k_v+N}{L-N}. \qquad (V,15б')$$

При $L=0$ (нет никакого просачивания вверх или вниз в сторону находящегося на большой глубине водоносного слоя или в противоположном направлении) и при постоянном просачивании вниз N коэффициент расхода q становится равным $q=-N$, и мы находим, что

$$\gamma_a=\frac{k_v}{q}-1. \qquad (V,15б)$$

Уравнение (V,13б) принимает следующий вид:

$$\frac{2\pi m'_{мин}}{s'}=\ln\left(1+\frac{2}{\gamma_a}\right)+\frac{2}{\gamma_a}\ln\left(1+\frac{\gamma_a}{2}\right)$$

или

$$\frac{2\pi m_{мин}}{s}=\left(\frac{k_v}{k_h}\right)^{\frac{1}{2}}\left[\ln\left(1+\frac{2}{\gamma_a}\right)+\frac{2}{\gamma_a}\ln\left(1+\frac{\gamma_a}{2}\right)\right]. \qquad (V,13б')$$

§ 2. Плоская поверхность грунтовых вод

Киркхем (1947, 1949, 1950a, 1950b) глубоко изучил этот вопрос. Энгелунд (1951) дает интересное решение задачи притока к гончарным дренам в анизотропной почве путем вычисления потока в изотропной среде, в которой обычные линейные стоки заменены полосовыми стоками. Эквипотенциали в непосредственной близости вокруг таких полос имеют форму, близкую к эллиптической. Один из таких эллипсов может быть отождествлен с круглой гончарной дреной в анизотропной почве.

Киркхем (1949, 1950b) показал, что в случае изотропии распределение притока над плоской поверхностью грунтовой

воды является весьма неравномерным для обычных расстояний. Линии тока концентрируются на небольшом расстоянии от гончарных дрен. Условия усложняются, если $k_h/k_v < 1$.

Если $kh/k_v > 1$ (в обычных полевых условиях), то распределение притока на поверхности почвы становится более равномерным по мере возрастания коэффициента анизотропии, что будет показано на числовом примере. Таким образом, при плоской поверхности грунтовых вод мы можем получить почти однородное распределение притока, и тогда задача становится практически эквивалентной задаче равномерной инфильтрации к горизонтальной поверхности грунтовых вод. В том типе задач, который разбирается выше в параграфе 1, при постоянных значениях величин $(k_h k_v)^{1/2}$ и q поверхность грунтовых вод становится более плоской, если отношение k_h/k_v возрастает.

1. Просачивание в открытые дрены в случае плоской поверхности грунтовых вод. Киркхем (1950b) подсчитал количество

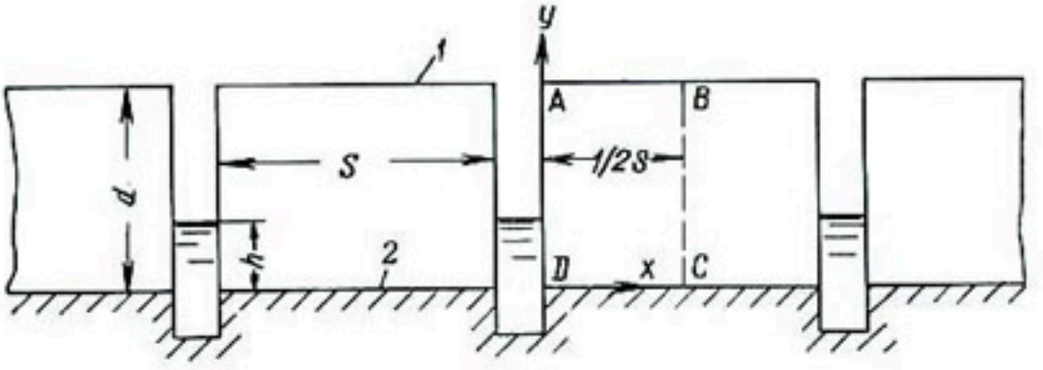


Рис. 125. Вертикальный разрез почвы, лежащей на непроницаемом слое и дренируемой канавами, расположенными на равном расстоянии друг от друга. По Киркхему (1950b):
1 — поверхность почвы; *2* — поверхность водоупора.

воды, просачивающейся от плоской поверхности грунтовых вод в канавы с вертикальными стенками. Эта задача иллюстрируется рисунком 125.

Однородная почва высотой d лежит на непроницаемом слое. Канавы могут врезаться в непроницаемый слой (задача от этого не изменяется). Дождь или другие воды поддерживают почву полностью насыщенной, в то время как расход воды, вытекающей из дрен, происходит непрерывно с интенсивностью Q на единицу длины дрены.

Граничные условия этой задачи следующие:

$$\text{вдоль линии } DA \begin{cases} \varphi = kh & \text{от } y = 0 \quad \text{до } y = h; \\ \varphi = ky & \text{от } y = h \quad \text{до } y = d; \end{cases}$$

вдоль линии AB $\varphi = kd$;
вдоль линии BC $\partial\varphi/\partial x = 0$; (V,17б)
вдоль линии CD $\partial\varphi/\partial y = 0$.

Если мы для удобства выберем $k_0 = k_v$, то согласно уравнениям (V,4) и (V,5) на стр. 276 найдем, что

$$y' = y \quad \text{и} \quad x' = \left(\frac{k_v}{k_h}\right)^{\frac{1}{2}} x.$$

Граничные условия воображаемой изотропной системы будут:

вдоль линии DA $\begin{cases} \varphi = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}} h = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}} h' & \text{от } y' = 0 \text{ до } y' = h'; \\ \varphi = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}} y = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}} y' & \text{от } y' = h' \text{ до } y' = d'; \end{cases}$

вдоль линии AB $\varphi = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}} d = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}} d'$;
вдоль линии CB $\partial\varphi/\partial x = 0$;
вдоль линии CD $\partial\varphi/\partial y = 0$. (V,18б)

Сравнивая уравнения (V,17б) и (V,18б) видим, что если в формулах Киркхема члены k, x и s заменить величинами $(k_h k_v)^{1/2}$, $(k_v/k_h)^{\frac{1}{2}} x$ и $(k_v/k_h)^{\frac{1}{2}} s$ соответственно, то эти формулы также можно будет применить к потоку через анизотропную почву. Могут быть вычислены линии тока, эквипотенциальные линии и расход дрен. Здесь только для того, чтобы формула для Q соответствовала рисунку 125, следует учесть, что s у Киркхема соответствует нашему $0{,}5\,s$ и что его P—это наше k. Можем написать:

$$Q = \frac{16d(k_h k_v)^{\frac{1}{2}}}{\pi^2} F, \qquad \text{(V,19б)}$$

где

$$F = \cos\frac{\pi h}{2d} \cdot \operatorname{th}\frac{\pi s}{4d} \sqrt{\frac{k_v}{k_h}} - \frac{1}{3^2}\cos\frac{3\pi h}{2d} \cdot \operatorname{th}\frac{3\pi s}{4d}\sqrt{\frac{k_v}{k_h}} + \\ + \frac{1}{5^2}\cos\frac{5\pi h}{2d} \cdot \operatorname{th}\frac{5\pi s}{4d}\sqrt{\frac{k_v}{k_h}} - \ldots$$

2. Распределение притока в плоскости грунтовой воды в случае анизотропии. На рисунке 126 показана гидродинамическая сетка, построенная для гончарных дрен радиусом $r = 0{,}25$ фута (7,6 см), проложенных в однородной изотропной почве. Эта сетка построена по формулам, данным Киркхемом (1949). Глубина залегания дрен, считая от поверхности почвы, равна 4 футам (1,22 м), а непроницаемый слой находится на глубине 8 футов

(2,44 м) от поверхности почвы. Расстояния между дренами на рисунке 126, *а*, *б* и *в* составляют 80 (4/π), 20 (4/π) и 5 (4/π) футов соответственно.

Из распределения линий тока замечаем, что распределение притока в плоскости грунтовой воды на рисунке 126, *а* не намного отличается от распределения притока на рисунке 126, *б*. 80% линий

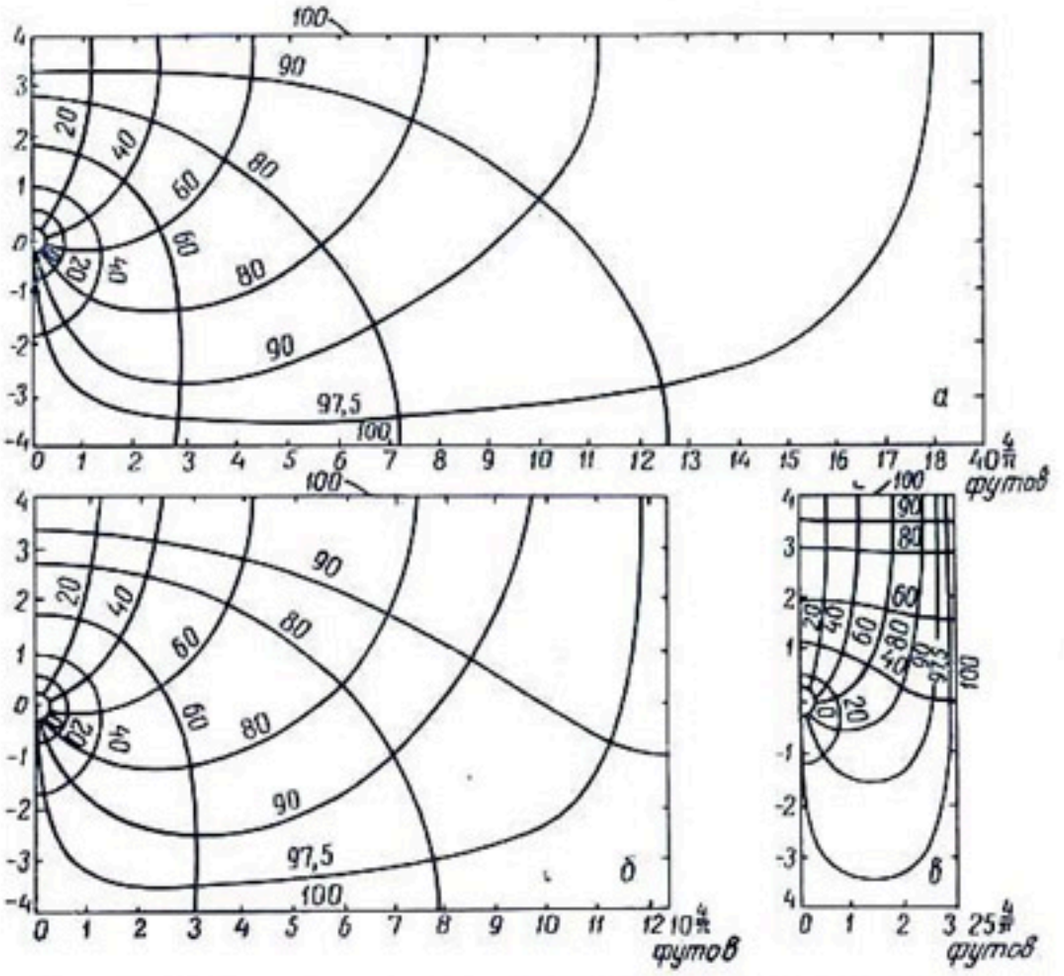


Рис. 126. Линии тока и эквипотенциали, построенные для потока скопившейся воды.

тока на обоих рисунках начинаются приблизительно на одном и том же горизонтальном расстоянии от дрены. Бо́льшая часть всего потока поступает со сравнительно небольшого пространства вокруг дрены. Киркхем (1949) нашел, что расход дреп не зависит от расстояния между дренами и от глубины залегания непроницаемого слоя, если эта глубина одинакова по всему полю. Это справедливо также и в отношении распределения притока, которое в случае изотропии практически не зависит от величины обычных расстояний между дренами.

Распределение потока у поверхности почвы (рисунок 126, *в*) заметно отличается от распределения потока на рисунках 126, *а* и *б*; в первом случае оно более равномерно, т. к. расстояние между дренами необычно мало.

Рисунки 126, *а* и 126, *в* можно рассматривать как преобразованные анизотропные системы, на основе которых можно получить гидродинамические сетки для действительных анизотропных систем (рис. 127). Пусть расстояние между дренами составляет $20\,(4/\pi)$ футов (7,75 м), в то время как величины $(k_h/k_v)^{1/2}$ на рисунке 127, *а*, *б* и *в* равны $^1/_4$, 1 и 4 соответственно. Распределение притока в плоскости грунтовых вод для этих сеток тока показано на рисунке 128.

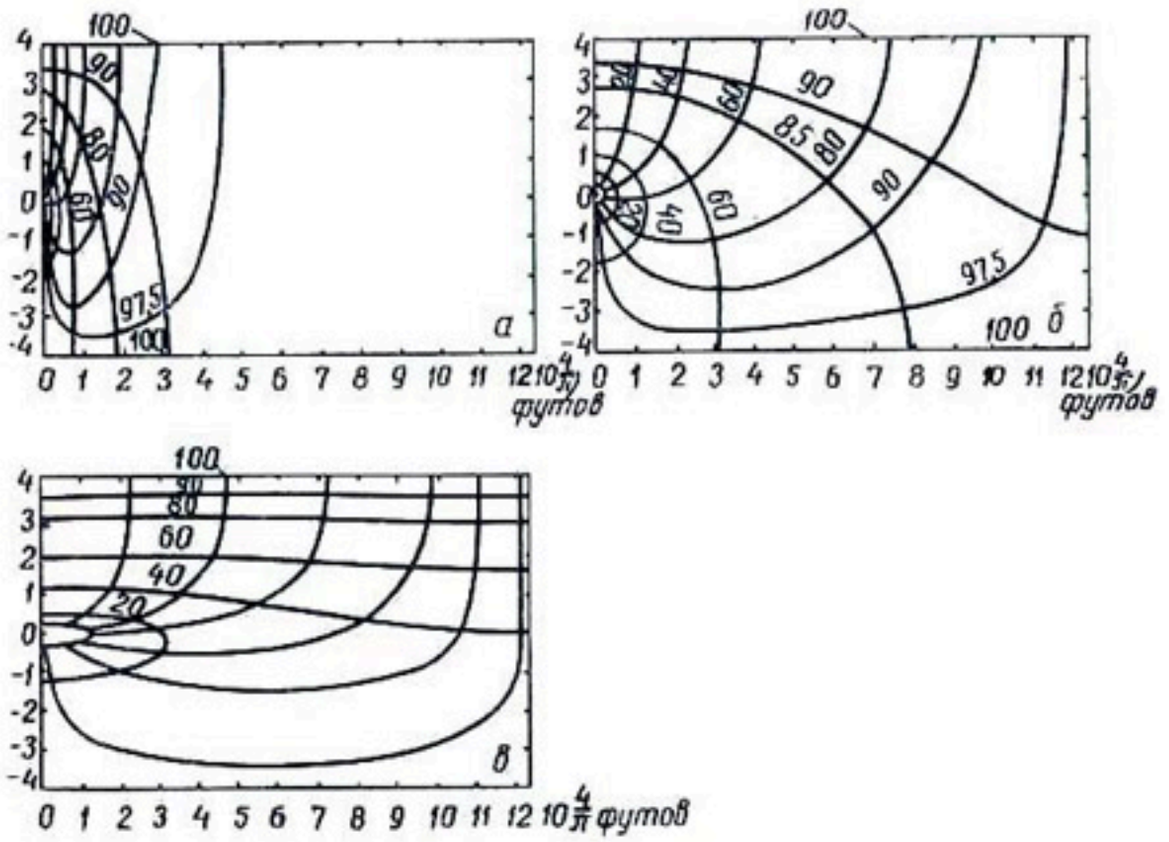


Рис. 127. Линии токов и эквипотенциали в анизотропном грунте, построенные для потока скопившейся воды в дрены эллиптической формы. Расстояние между дренами составляет $20\,(4/\pi)$ футов (7,75 м). Непроницаемый слой находится в 8 футах (2,44 м), а центр гончарной дрены — в 4 футах (1,22 м) от поверхности почвы. Для графиков *а*, *б* и *в* отношение $(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}} = {}^1/_4$, 1 и 4 соответственно.

На рисунке 127, *а* поток ограничен меньшей областью около трубчатой дрены по сравнению с рисунком 127, *б*. На рисунке 127, *в* показано практически равномерное распределение скоростей у поверхности почвы (кривая $k_h/k_v = 16$ на рисунке 128 является почти прямой линией). Поскольку размер дрены оказывает незначительное влияние на распределение скоростей у плоской поверхности грунтовой воды, можно сделать вывод, что анизотропия улучшает распределение скоростей, если $k_h/k_v > 1$ (для $k_h/k_v < 1$ справедливо противоположное). Чем больше анизотропное отношение k_h/k_v, тем более однородным будет распределение скоростей.

Трубчатая дрена на рисунке 127, *а* имеет эллиптическое сечение с осями 0,5 фута (0,15 м) и 0,125 фута (0,04 м) в вертикальном и горизонтальном направлениях. Круглая трубчатая дрена на рисунке 127, *б* имеет диаметр 0,5 фута (0,15 м). Сечение гончарной дрены на рисунке 127, *в* также является эллипсом с осями 0,5 фута (0,15 м) и 2 фута (0,61 м). В двух случаях, когда $k_h/k_v \neq 1$, вычислить расход по формулам, выведенным для изотропных условий, трудно, так как в этих формулах принимается, что гончарная дрена может

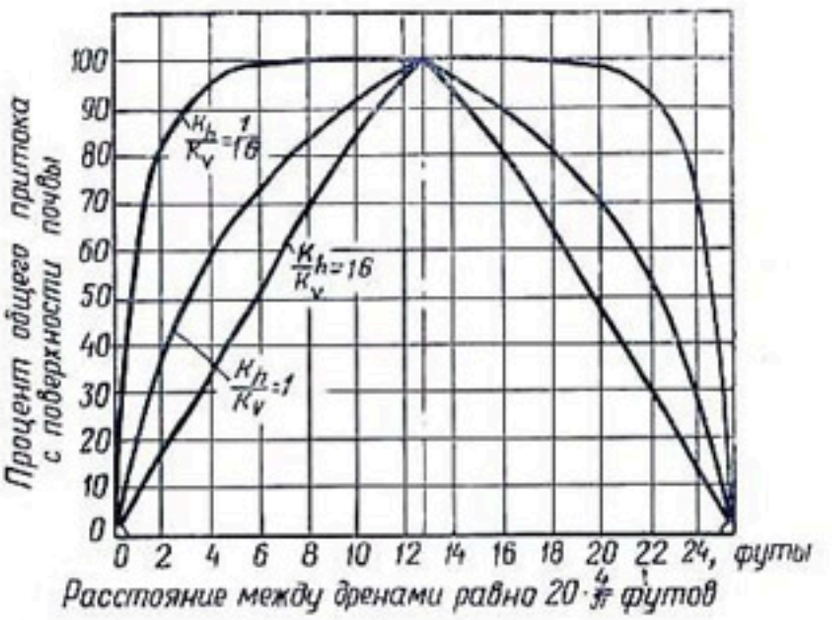


Рис. 128. Распределение притока в плоскости грунтовой воды в зависимости от величины отношения k_h/k_v для трех гидродинамических сеток, изображенных на рисунке 127.

быть заменена эквипотенциалью, охватывающей линейный источник и имеющей форму окружности. Таким образом, нет определенного радиуса, для которого можно было бы вычислить Q. Приблизительный подсчет можно сделать, взяв радиус r равным полуосям эллипса и определив среднюю величину полученных результатов; можно также вычислить приток в воображаемую круглую гончарную дрену, имеющую ту же площадь сечения, что и эллипсы на рис. 127. Однако в случае больших коэффициентов анизотропии искажение картины потока становится настолько сильным, что нельзя подсчитывать расход дрен такими приблизительными методами.

Энгелунд (1951) вывел формулы для вычисления расхода дрен в анизотропной почве; эти формулы будут рассмотрены ниже. Его работа применима к случаям, когда $k_h/k_v > 1$.

3. Решение для притока к гончарным дренам в анизотропной почве с использованием полосы-стока. Энгелунд (1951) высчитал расход гончарных дрен в анизотропной почве для случая плоской

поверхности грунтовых вод. Решение получено с помощью конформного отображения.

При выводе формулы принято, что существует поток к полосам-стокам в изотропной полуограниченной среде (непроницаемый слой под дреной залегает глубоко). Граничные условия в воображаемой изотропной среде следующие (рис. 129):

$$\begin{aligned}
&\text{вдоль линии } BC && \varphi = \varphi_0 = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}} t;\\
&\text{вдоль линии } CD && \psi = 0;\\
&\text{вдоль линии } D_1D_2 && \varphi = \varphi_1;\\
&\text{вдоль линии } ED_2 && \psi = \frac{1}{2} Q;\\
&\text{вдоль линии } BA && \psi = \frac{1}{2} Q. \qquad \text{(V,21б)}
\end{aligned}$$

Длина линии BC равна $l = \frac{1}{2} (k_v/k_h)^{1/2} s$, а длина $D_1D_2 = 2q$. Величина расхода Q по направлению к полосе D_1D_2 определяется как функция величины $(\varphi_0 - \varphi_1)$. Вокруг полосы стока эквипотенциали имеют форму, близкую к эллиптической. Одна из этих эквипотенциалей отождествляется с гончарной дреной в анизотропной почве.

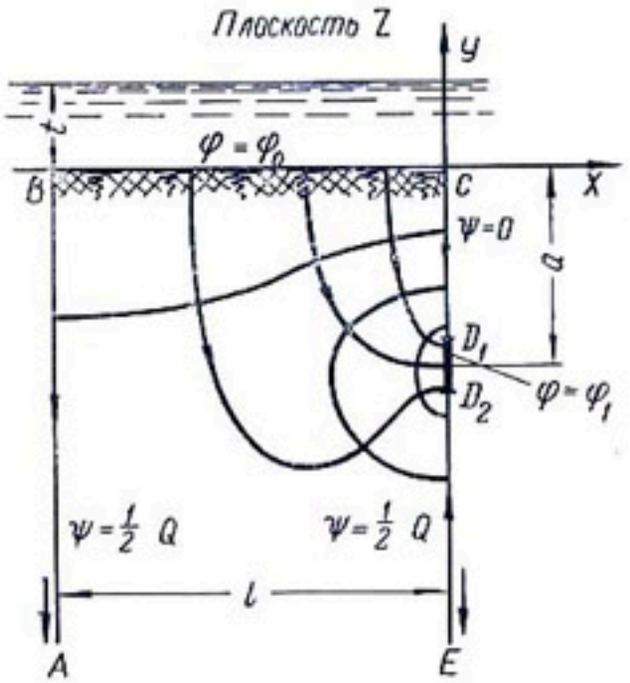


Рис. 129. Поток скопившейся воды к полосовому стоку, вокруг которого вычерчены эквипотенциали, имеющие форму, близкую к эллиптической. По Энгелунду (1951).

Для определения соответствующей эллиптической эквипотенциали предполагается, что полосовые стоки находятся в безграничной среде. Таким образом пренебрегают влиянием граничной линии BC (поверхность почвы) на форму эквипотенциалей вокруг полосы-стока. Это предполагает, что эквипотенциали около полосы D_1D_2 на рисунке 129 почти идентичны эквипотенциалям, находящимся в непосредственной близости от полосы, показанной на рисунке 130. Длина $(2q)$ полосы-стока вычисляется так, чтобы при данном радиусе (r) дрены и определенном анизотропном коэффициенте $(k_h/k_v) > 1$ вокруг полосы получался бы эллипс, который после повторного преобразования совпал бы с дреной радиуса r. Тогда скорость потока Q находится как функция $(\varphi_d - \varphi_1)$, где $\varphi_d = (k_h/k_v)^{1/2} (-a + r + h_d)$. Здесь h_d — гидравлический напор в верх-

ней части дрены, а a—глубина от поверхности почвы до центра гончарной дрены.

Путем соответственной подстановки из этих двух решений для Q (одно решение для потока с поверхности почвы к полосе, другое — для потока из дрены в направлении к полосе) мы находим расход Q как функцию известной величины $(\varphi_0 - \varphi_d)$.

Ниже даются окончательные результаты анализа Энгелунда.

Длина (2ϱ) полосы и радиус дрены связаны следующим соотношением:

$$\operatorname{sh}\frac{2\pi\varrho}{s}\sqrt{\frac{k_h}{k_v}} = \sqrt{1-\frac{k_v}{k_h}}\operatorname{sh}\frac{2\pi r}{s}\sqrt{\frac{k_h}{k_v}}. \qquad \text{(V,22б)}$$

Расход Q определяется так:

$$Q = \frac{4\frac{K}{K'}(\varphi_0-\varphi_d)}{1-\frac{K}{\pi K'}\ln\dfrac{\sqrt{\frac{k_h}{k_v}}+1}{\sqrt{\frac{k_h}{k_v}}-1}}, \qquad \text{(V,23б)}$$

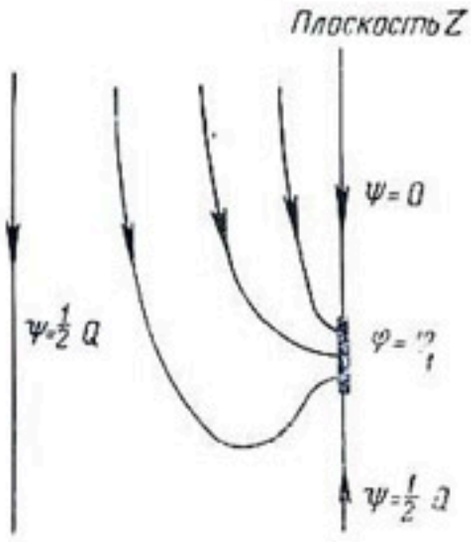


Рис. 130. Один из параллельных полосовых стоков, расположенных на равном расстоянии друг от друга в безграничной среде. По Энгелунду (1951).

где K и K' — полные эллиптические интегралы с модулем k и $(1-k^2)^{1/2}$ соответственно. Величины K, K' и k не следует смешивать с коэффициентом фильтрации, k вычисляется из выражения

$$k = \sqrt{1-\frac{k_v}{k_h}}\,\frac{\operatorname{sh}\frac{2\pi r}{s}\sqrt{\frac{k_h}{k_v}}}{\operatorname{sh}\frac{2\pi a}{s}\sqrt{\frac{k_h}{k_v}}}. \qquad \text{(V,24б)}$$

Так как радиус r обычно мал по сравнению с величиной a, отношение (K/K') в уравнении (V,23б) может быть упрощено следующим образом:

$$\frac{K}{K'} = \frac{\pi}{2\ln\frac{4}{k}}. \qquad \text{(V,25б)}$$

При $k_h/k_v \to 1$ уравнение (V,23б) приобретает следующий вид:

$$\frac{Q}{\varphi_0-\varphi_d} = \frac{2\pi}{2\operatorname{sh}\frac{2\pi a}{s}\Big/\ln\dfrac{\operatorname{sh}\frac{2\pi a}{s}}{\operatorname{sh}\frac{2\pi r}{s}}}, \qquad \text{(V,26б)}$$

практически оно идентично уравнению (15а) Киркхема (1949).

Энгелунд (1951) замечает, что если величина $(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$ меньше 2—3, то формулы, выведенные Киркхемом (1949) для расхода гончарных дрен в изотропной почве, могут служить первым приближением, если величина $(k_h k_v)^{1/2}$ используется для подсчета коэффициента фильтрации.

Перевод Т. И. Чернышовой и В. Я. Чичасова

5. ПРИТОК К ВЫРАБОТКАМ[1] РАЗЛИЧНОГО ОЧЕРТАНИЯ ИЛИ ОТТОК ИЗ НИХ В АНИЗОТРОПНЫХ УСЛОВИЯХ

Киркхем (1945) предложил полевые методы определения гидравлической проницаемости грунтов ниже поверхности грунтовых вод. Эти методы состоят в основном в определении притока к основанию частично откачанной трубы или частично откачанной буровой скважины. Скорость восстановления состояния статического равновесия связана определенной зависимостью с размерами скважин и гидравлической проницаемостью грунта[2].

Киркхем (1945) дал общую формулу для притока к полостям-пьезометрам (рис. 131) и к буровым скважинам[3] (рис. 132):

$$\frac{dQ}{dt} = kSy, \qquad \text{(V,1в)}$$

или

$$k = \frac{\pi r^2}{Sy} \cdot \frac{dy}{dt}. \qquad \text{(V,2в)}$$

Интегрируя уравнение (V,2в), получаем для пьезометров

$$k = \frac{\pi r^2 \ln (y_1/y_2)}{S (t_2 - t_1)}, \qquad \text{(V,3в)}$$

где k — коэффициент фильтрации,

r — внутренний радиус пьезометрической трубки,

---

[1] Имеются в виду шурфы и скважины, выполненные для определения коэффициентов фильтрации в полевых условиях.— *Прим. ред.*

[2] Способ «восстановления уровня» для определения коэффициента фильтрации был впервые предложен Донатом (1936); в СССР был развит Х. А. Писарьковым (СНИИГиМ, Гидротехнический сборник, вып. V, Л., 1938), Г. Д. Эркиным (Водопроницаемость болот в связи с их осушением, Труды ВНИИБХ, Минск, 1940) и другими авторами; приписывать авторство этого способа Киркхему (1945) нет оснований. Из последних работ см. Н. Н. Веригин «Методы определения фильтрационных свойств горных пород», Госстройиздат, М., 1962.— *Прим. ред.*

[3] Отличие «пьезометра» (рис. 131) от «скважины» (рис. 132) в том, что фильтр в первом случае затоплен на длине w, а во втором на всей высоте скважины; дно работает в обоих случаях.— *Прим. ред.*

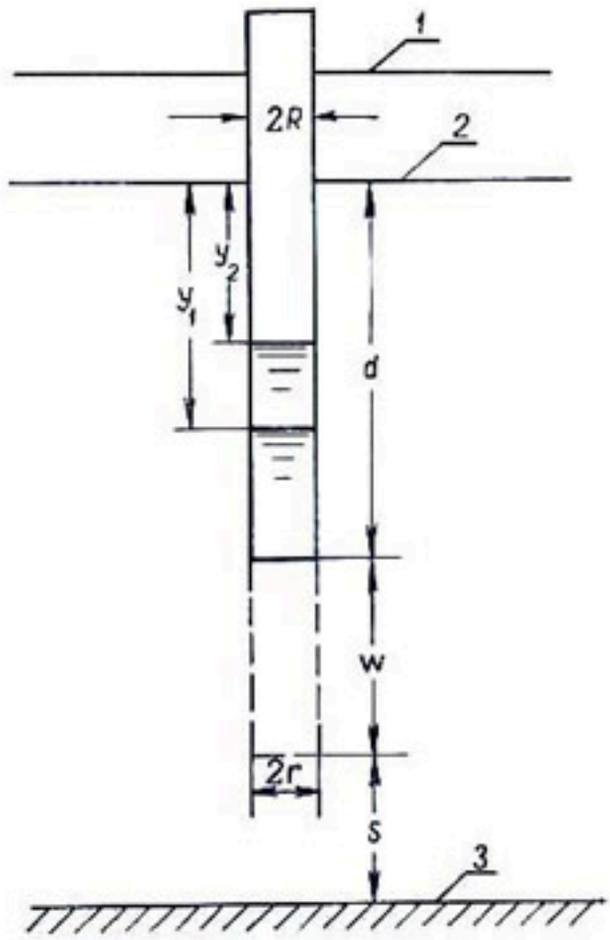


Рис. 131. Пьезометр в однородном грунте:

1 — поверхность почвы; *2* — поверхность грунтовых вод; *3* — поверхность водоупора.

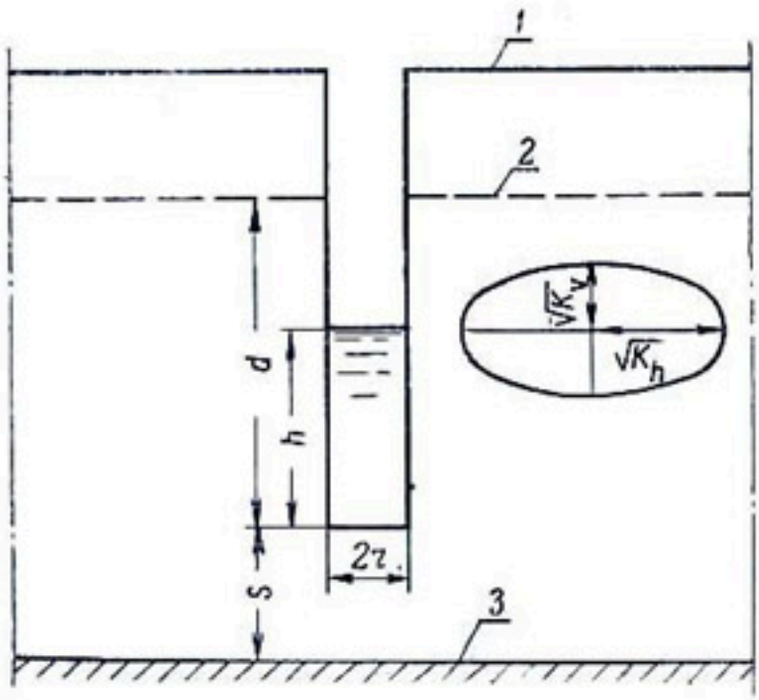


Рис. 132. Буровая скважина в анизотропном грунте ($k_h/k_v=4$):

1 — поверхность почвы; *2* — поверхность грунтовых вод; *3* — поверхность водоупора.

dQ/dt — приток в систему за единицу времени,
dy/dt — скорость подъема уровня в пьезометре или в скважине,
y — гидравлический напор в момент времени t,
S — величина, постоянная для данного потока.

Множитель S может быть определен как коэффициент, произведение которого на коэффициент фильтрации и гидравлический напор в системе дает полное значение расхода, поступающего за единицу времени в систему или вытекающего из нее. Дахлер (1936, стр. 51 и далее) назвал этот множитель коэффициентом формы, а Хворслев (1951) назвал его коэффициентом очертания. Иногда его просто называют коэффициентом S. Цангер (1953) применил термин эффективный радиус полусферы, который несколько отличается от нашего коэффициента S (эффективный полусферический радиус Цангера равен $S/2\pi$). Коэффициент S имеет размерность длины.

Для скважин нельзя применить уравнение (V,3в), так как в этом случае коэффициент S зависит от гидравлического напора. Поэтому полный приток к скважине должен быть взят за достаточно малый интервал времени измерения (что обычно является возможным). Это позволяет вычислить гидравлическую проницаемость с помощью уравнения (V,2в) по среднему гидравлическому напору и, следовательно, при постоянном значении коэффициента S.

При определении коэффициента S и выводе уравнений V,2в и V,3в было принято, что за время измерения уровень воды как в скважине, так и в пьезометре не изменяется. Для этого полный приток при обоих методах должен быть взят относительно малым (Киркхем и ван Бейвел, 1949; Киркхем, 1955).

Хворслев (1951) дал значение коэффициента S для разных условий с учетом анизотропии. Ниже будет сделано много ссылок на его работу.

Чайлдс (1952) предложил метод двух скважин для измерения гидравлической проницаемости. Этот метод, который по существу является методом определения горизонтальной проницаемости, в этой главе не описывается. Чайлдс рассмотрел некоторые детали вопроса о влиянии анизотропии при измерениях методом пьезометров.

Прежде чем перейти к определению влияния анизотропии, необходимо рассмотреть коэффициент S в изотропных условиях. Мы рассмотрим следующие задачи: 1) поток к цилиндрической, эллипсоидальной и сферической полости в неограниченной среде; 2) поток через полуограниченную среду к круглым и эллиптическим отверстиям в непроницаемом слое и 3) поток к полусферическим и полуэллипсоидальным полостям, проникающим через непроницаемый слой в полуограниченную проницаемую среду.

Для некоторых частных случаев на числовых примерах будет показано влияние анизотропии на результаты измерений пьезометрами или скважинами.

§ 1. Пьезометры в однородном изотропном грунте

Для пьезометров в однородном изотропном грунте Лютин и Киркхем (1949) определили зависимость

$$\frac{S}{D} = \mathrm{f}\left(\frac{d}{D}, \frac{w}{D}, \frac{s}{D}\right), \qquad \text{(V,4в)}$$

которая для пьезометров в неограниченной среде принимает вид

$$\frac{S}{D} = \mathrm{f}\left(\frac{w}{D}\right), \qquad \text{(V,4в')}$$

где d — глубина основания трубы, считая от поверхности грунтовых вод;
D — диаметр полости;
s — глубина водоупора, считая от основания полости;
w — длина полости.

Лютин и Киркхем (1949) определили отношение S/D для цилиндрической полости пьезометра методом электрогидродинамической аналогии. Значение этого отношения дано для неограниченной среды, т. е. для такого случая, когда S/D не зависит от величин d/D и s/D. Эти авторы опубликовали значения S/D для случая, когда отношение w/D изменяется от 0 до 8. Цангер (1953, стр. 50, рис. 41) дал значения S/D для $w/D = 0{,}5 \div 2000$.

Хворслев (1951, стр. 31, случай 8) дал следующую приближенную формулу для притока к цилиндрической полости в неограниченной среде:

$$\frac{S}{D} = \frac{2\pi\,(w/D)}{\ln\left[w/D + \sqrt{1 + (w/D)^2}\right]}, \qquad \text{(V,5в)}$$

которая при больших значениях w/D может быть упрощена до

$$\frac{S}{D} = \frac{2\pi\,(w/D)}{\ln\,(2w/D)}. \qquad \text{(V,6в)}$$

Хворслев (1951, стр. 31, случай 7) вывел следующее уравнение для пьезометра, пронизывающего горизонтальный непроницаемый слой, подстилаемый проницаемой ограниченной средой с одной стороны (этот слой имеет цилиндрическую полость длиной w в проницаемой среде):

$$\frac{S}{D} = \frac{\pi\,(2w/D)}{\ln\left[2w/D + \sqrt{1 + (2w/D)^2}\right]} \qquad \text{(V,7в)}$$

Это уравнение для больших значений w/D может быть упрощено:

$$\frac{S}{D} = \frac{\pi (2w/D)}{\ln (4w/D)}. \qquad (V,8в)$$

Уравнение (V,7в) выведено Дахлером (1936) для потока к линейному источнику, вокруг которого эквипотенциали имеют форму, близкую к полуэллипсам. Уравнения (V,6в) и (V,8в) выведены еще раньше Самсио (1931). Цангер (1953, стр. 65 и далее) привел вывод уравнения (V,6в), взятый им у Корнуэлла. Когда отношение $w/D > 4$, разница между результатами, вычисленными по уравнениям (V,5в) и (V,6в), меньше 1%. При $2w/D > 4$ разница между результатами вычислений по уравнениям (V,7в) и (V,8в) также меньше 1%.

Хворслев (1951) вывел уравнение (V,5в), приняв, что линии тока симметричны относительно горизонтальной плоскости, проходящей через середину полости (по высоте), и применил уравнение (V,7в) к верхней и нижней половине полости.

Сопоставление значений, полученных Лютином и Киркхемом (1949) при электродинамических экспериментах, со значениями, вычисленными по уравнению (V,5в), показало хорошее совпадение их (см. табл. 18) в случае $w/D = 2 \div 4$. Для отношения w/D, равного 6 и 8, Лютин и Киркхем приводят более высокие значения величин $\frac{S}{D}$.

Таблица 18

Сопоставление величин S/D, вычисленных по уравнению (V, 5 в) и полученных по методу ЭГДА

w/D	Величина S/D, полученная	
	по методу аналогии	по уравнению V,5в
2,5	9,5	9,54
3,0	10,4	10,37
4,0	12,2	12,00
6,0	15,8	15,17
8,0	19,4	18,13

Выводы Дахлера, Самсио и Корнуэлла основаны на допущении одинаковой плотности потока вдоль всего линейного источника длиной w. Они не позаботились о том, чтобы полностью удовлетворить требованию, чтобы потенциал у стенок полости был одинаков.

Уравнения V,5в и V,7в для фигур, близких к эллипсоиду и полуэллипсоиду соответственно, будут сопоставлены ниже со значениями S/D, вычисленными из точных выражений для эллипсоидальной и полуэллипсоидальной полости, стенки которой имеют одинаковый потенциал.

Значение величины S/D для пьезометра в неограниченной среде для случая, когда $w=0$. Значения S/D для случая, когда $w=0$, были определены многими исследователями (Хэрца, 1935; Фриверт и Киркхем, 1948; Лютин и Киркхем, 1949; Хворслев, 1951; Цангер, 1953). Все они использовали для определения этой константы метод электрогидродинамической аналогии, за исключением Тейлора (1948), который применил графический метод.

Для пьезометра в неограниченной среде при $w=0$ имеем (Лютин и Киркхем, 1949):

$$S/D=2{,}45\,. \qquad \text{(V,9в)}$$

Хворслев (1951) дал $S/D=2{,}75$.
Он использовал данные Хэрца (1935) и Тейлора (1948). Однако Хэрца проводил свои измерения в относительно небольшом сосуде, поэтому следовало ожидать, что у него получатся более высокие значения измеряемой величины[1].

Цангер (1953) опубликовал значение $S/D=2{,}78$. В работе Цангера и Филипса (1946) указывается, что это значение было получено тоже в сосуде малых размеров. Поэтому следует предпочесть значение 2,45.

Когда полость находится в неограниченной среде, значение S/D будет зависеть только от относительных размеров полости. Фриверт и Киркхем (1948) и Лютин и Киркхем (1949) определяли влияние d и s на значение S/D методом электрогидродинамической аналогии (рис. 131). Выяснилось, что влияние этих параметров незначительно, если эти параметры сравнительно велики. Фриверт и Киркхем (1948) дали следующую эмпирическую зависимость, полученную методом электрогидродинамической аналогии:

$$S/D=2{,}62-0{,}0146\,(d/D), \qquad \text{(V,10в)}$$

из которой получаем $S/D=2{,}45$ при $d/D=12$. Фриверт (1948) исследовал также влияние близости водоупора под пьезометром и пришел к следующему заключению:

[1] Непонятно, почему автор не упоминает точное решение этой задачи, данное Ламбом в его капитальном труде (Lamb, Hydrodinamics, 1895). Имеется русский перевод 6-го издания этой книги: Г. Ламб «Гидродинамика», Гостехтеориздат, М.— Л., 1947. По этому решению в обозначениях настоящего изложения при $w=0$, $d=0$, $\frac{dQ}{dt}=2kDy$, то есть $S=2D$.— *Прим. ред.*

«Изменения величины $S\,(D,\ d)$ весьма малы, пока водная поверхность находится от верхнего конца электрода на расстоянии не более одного диаметра. Очевидно, что при использовании этого результата в полевых условиях водоупор не будет существенно влиять на значения проницаемости, если только он расположен не ближе 200 мм от конца трубы диаметром 200 мм».

На рисунке 3 из работы Фриверта и Киркхема (1948) видно, что значение S/D при $d/D=16$, определенное по методу гидроэлектроаналогии, лежит выше линии, определяемой уравнением (V,10в). Разница между вычисленным и определенным экспериментально значением S/D при $d/D=16$ лежит в пределах ошибки опыта при определении других параметров, входящих в уравнение (V,10в).

Это эмпирическое уравнение выведено по данным, полученным методом электрогидродинамической аналогии (бóльшая часть данных получена при $d/D=1\div4$).

При отсутствии водоупора величина S/D будет, конечно, с увеличением d приближаться к постоянному значению, поэтому представляется сомнительным, что уравнение (V,10в) будет давать правильную зависимость между S/D и d/D при больших значениях величины d/D. Для пьезометра в неограниченной среде более приемлемой кажется цифра 2,45. Это значение можно использовать при всех отношениях d/D, больших 6, поскольку значение S/D, вычисленное по уравнению (V,10в) при $d/D=6$, отличается от числа 2,45 лишь на несколько процентов. Это число может быть принято и для анизотропного грунта, если $(k_h/k_v)^{1/2}\,(d/D)>6$. Когда $k_h/k_v>1$ (что обычно и бывает в поле), константа 2,45 может использоваться и при $d/D<6$.

Хворслев (1951, стр. 31, случай 6) дал коэффициент S для случая, когда внутри пьезометра, помещенного в неограниченной среде, находится пробка грунта длиной L[1]. Мы получили несколько иное выражение в связи с тем, что приняли $S/D=2{,}45$ при $w=0$. Формула для S/D в этом случае имеет следующий вид:

$$\frac{S}{D}=\frac{2{,}45}{1+\dfrac{9{,}8}{\pi}\cdot\dfrac{L}{D}\cdot\dfrac{k}{k'_v}}, \qquad \text{(V,11в)}$$

где k — гидравлическая проницаемость грунта, в котором помещен пьезометр.

Уравнение (V,11в) выведено путем учета потерь гидравлического напора снаружи от пьезометра и в пробке грунта, находящегося внутри пьезометрической трубы. Формула эта приближенная,

[1] То есть нижняя часть глухой трубы донного пьезометра заполнена на высоту L грунтом с коэффициентом фильтрации k'_v.— *Прим. ред.*

так как в ней принято, что скорость потока равномерно распределена по длине и по поперечному сечению пробки грунта. Было принято, что вертикальная гидравлическая проницаемость k'_v грунта, находящегося внутри пьезометра, является определяющей и может отличаться от таковой в грунте, который находится ниже и вокруг пьезометра (вследствие нарушения сложения грунта и его осаждения).

Фриверт (1948) определил методом электрогидродинамической аналогии некоторые значения S/D для пьезометров в неограниченной среде, полагая, что внутри пьезометрической трубы находится пробка ненарушенного грунта. Сопоставление этих значений S/D со значениями, вычисленными по формуле (V,11в), показывает, что разница между ними находится в пределах точности метода электроаналогии.

§ 2. Приток к эллипсоидальным полостям и круглым и эллиптическим дискам

Эти задачи могут быть решены путем использования некоторых выводов теории электричества подобно тому, как это сделали Эванс и Киркхем (1950). Было выведено, что постоянная S выражается уравнением

$$S = 4\pi C, \qquad \text{(V,12в)}$$

где C — электростатическая емкость эллипсоида или диска в неограниченной среде.

Смит (1939, стр. 111, уравнение 4) показал, что для эллипсоида с главными осями a, b и c

$$\frac{2}{C} = \int_0^\infty \frac{d\theta}{\sqrt{(a^2+\theta)(b^2+\theta)(c^2+\theta)}}, \qquad \text{(V,13в)}$$

где θ — переменная интегрирования.

Принимая теперь $c = a$ и $b > a$, для эллипсоида с главными осями a и b находим, что

$$S = \frac{8\pi\sqrt{b^2-a^2}}{\ln\dfrac{b+\sqrt{b^2-a^2}}{b-\sqrt{b^2-a^2}}}. \qquad \text{(V,14в)}$$

При $c = a$ и $b < a$ найдем, что

$$S = \frac{4\pi\sqrt{a^2-b^2}}{\dfrac{\pi}{2} - \operatorname{arctg}\dfrac{b}{\sqrt{a^2-b^2}}}. \qquad \text{(V,15в)}$$

Для круглого диска в неограниченной среде ($c=a$ и $b=0$) уравнение (V,15в) получает вид

$$S=8a. \qquad \text{(V,16в)}$$

Такой результат получен также Дахлером (1936), Эвансом и Киркхемом (1950) и использован Хворслевым (1951, стр. 31, случай 3), которые получили половину результата, который дает уравнение (V,16в), так как они рассматривали полуограниченную, а не неограниченную среду. Уравнение (V,16в) является частным случаем задачи, решенной Маасленом и Киркхемом (1955).

Для $c>a$ и $b=0$ (эллиптический диск с главными осями a и c в неограниченной среде) Маасленд и Киркхем (1955) показали, что

$$S=\frac{4\pi c}{K(k_1)}, \qquad \text{(V,17в)}$$

где $K(k_1)$ — полный эллиптический интеграл 1-го рода по модулю k_1, при этом

$$k_1^2=1-\frac{a^2}{c^2}. \qquad \text{(V,18в)}$$

Этот результат[1] был необходим для вычисления значений горизонтальной и вертикальной проницаемости по данным, полученным с помощью метода измерения воздухопроницаемости анизотропного грунта. Для $a=b=c$ (сфера) получаем

$$S=4\pi a, \qquad \text{(V,19в)}$$

что является известным решением задачи потока в шаровую полость радиуса a (см., например, Киркхем, 1945; Цангер, 1953).

Подставляя в уравнение (V,14в) $a=0{,}5D$ и $b=0{,}5w$, получаем

$$\frac{S}{D}=\frac{4\pi\sqrt{\eta^2-1}}{\ln\dfrac{\eta+\sqrt{\eta^2-1}}{\eta-\sqrt{\eta^2-1}}}, \qquad \text{(V,20в)}$$

где $\eta=\dfrac{w}{D}$ для $w>D$.

Уравнение (V,20в) позволяет найти коэффициент S для эллипсоида, вписанного в цилиндрическую полость длиной w и диаметром D.

Подобным же образом находим из уравнения (V,15в), что

$$\frac{S}{D}=\frac{2\pi\sqrt{1-\eta^2}}{\dfrac{\pi}{2}-\operatorname{arctg}\dfrac{\eta}{\sqrt{1-\eta^2}}}, \qquad \text{(V,21в)}$$

где $\eta=\dfrac{w}{D}$ для $w<D$.

---

[1] Он также ранее был получен Ламбом (см. прим. на стр. 331).— *Прим. ред.*

Для полуэллипсоидальной полости, пропикающей в «полуограничешую» проницаемую среду через непроницаемый слой (эквивалент 2-го случая у Хворслева, 1951, стр. 31), — а не для полушара, как дано у Хворслева (1951), — паходим из уравнения (V,14в), что

$$\frac{S}{D} = \frac{2\pi \sqrt{4\eta^2 - 1}}{\ln \dfrac{2\eta + \sqrt{4\eta^2 - 1}}{2\eta - \sqrt{4\eta^2 - 1}}}, \qquad \text{(V,22в)}$$

где $\eta = \frac{w}{D}$.

Чтобы упростить сопоставление этого уравнения с выражением (V,7в), примем, что $a = 0{,}5D$, $b = w$ и $w > 0{,}5D$.

Таблица 19

Значения отношений S/D для эллипсоида (V,20в) и близкой к эллипсоиду фигуры (V,5в)—в неограниченной среде, а также для полуэллипсоида (V,22 в) и близкой к полуэллипсоиду фигуры (V,7в)—в среде, ограниченной с одной стороны

w/D	Отношение S/D, подсчитанное по			
	уравнению (V,20в)	уравнению (V,5в)	уравнению (V,22в)	уравнению (V,7в)
1,2	6,70	7,42	4,50	—
1,5	7,30	7,89	5,04	—
2,0	8,26	8,70	5,90	—
2,5	9,19	9,54	6,71	6,82
3,0	10,08	10,37	7,50	7,59
4,0	11,79	12,00	9,01	9,07
6,0	15,00	15,17	11,83	11,86
8,0	18,01	18,13	14,48	14,50
10,0	20,91	20,97	17,01	17,03
15,0	27,65	27,71	23,01	23,02
20,0	34,02	34,07	28,67	28,68
25,0	40,11	40,16	34,10	34,11
30,0	46,01	46,04	39,35	39,36
40,0	57,32	57,36	49,50	49,51

Для $w < 0{,}5D$ можно найти выражение, эквивалентное уравнению (V,21в) для полуэллипсоида (V,15в).

Значения S/D, вычисленные по уравнениям (V,5в) и (V,20в) и по уравнениям (V,7в) и (V,22в), представлены в таблице 19. Эта таблица показывает, что при больших значениях w/D уравнения (V,5в) и (V,7в) дают приближенные значения коэффициента S соответственно для эллипсоидальной и полуэллипсоидальной

полости. При меньших значениях w/D разница между уравнениями (V,5в) и (V,20в) и между выражениями (V,7в) и (V,22в) становится более значительной. Поэтому уравнения (V,5в) и (V,7в) не подходят для потока к эллипсоидальным полостям.

Вывод. Для $w/D>3$ коэффициенты формы, представленные Хворслевым (1951) для цилиндрических полостей — уравнения (V,5в) и (V,7в), — являются в основном такими же, что и для эллипсоида, вписанного в цилиндрическую полость, и полуэллипсоида. Решения для эллипсоида и решение Хворслева не являются точными для цилиндрических полостей.

§ 3. Буровые скважины (шурфы) в изотропном грунте

Метод буровых скважин для определения водопроницаемости однородного изотропного грунта описан в ряде статей разных авторов (Киркхем и ван Бейвел, 1949; ван Бейвел и Киркхем, 1949; Эрнст, 1950; Джонсон и др., 1952; Киркхем, 1955). Этот метод основан на следующем: если в грунте пробурить скважину на глубину ниже поверхности грунтовых вод и откачать из этой скважины воду, то она будет снова наполняться со скоростью, определяемой гидравлической проницаемостью грунта, размерами скважины и уровнем воды в ней[1].

Выведены соответствующие формулы и составлены графики для случаев, в которых грунт считается изотропно однородным (Киркхем и ван Бейвел, 1949; ван Бейвел и Киркхем, 1949; Эрнст, 1950; Джонсон и др., 1952; Киркхем, 1955). При применении этих формул и графиков коэффициент фильтрации вычисляется по измеренным значениям скорости подъема воды в скважинах.

Выше было указано, что уравнения (V,1в) и (V,2в) применяются также и для буровых скважин. Гидравлический напор здесь будет равен $y=d-h$, где d— глубина скважины, считая от поверхности грунтовых вод, а h — глубина воды в скважине, считая от дна скважины, в момент времени t (рис. 132).

Для буровых скважин в однородном изотропном грунте имеем

$$S/r=f(d/r,\ h/r,\ s/r). \qquad \text{(V,23в)}$$

Аналитическое выражение для S выведено Киркхемом и ван Бейвелом (1949) для случая, когда скважина достигает водоупора

[1] Не следует смешивать излагаемый здесь метод определения коэффициента фильтрации в полевых условиях «способом восстановления уровня» с широко известными способами опытных откачек из скважин.— *Прим. ред.*

($s=0$, см. рис. 132), или, что то же самое, для случая, когда скважина проникает в водоупорный слой. В последнем случае d — глубина, измеряемая от поверхности грунтовых вод до водоупора. При $s\to\infty$ (или для практических целей при $s>d$) аналогичные константы определены Эристом (1950) путем построения сеток движения. Ван Бейвел и Киркхем (1949) опубликовали ряд значений S для случаев, когда $0<s<d$.

В однородной изотропной среде находим для $s=0$ [см. формулу (5), ван Бейвел и Киркхем (1949)]:

$$\frac{S}{r}=\frac{16d}{\pi(d-h)}\left[\cos\left(\frac{\pi h}{2d}\right)\cdot\frac{K_1\left(\frac{\pi r}{2d}\right)}{K_0\left(\frac{\pi r}{2d}\right)}-\frac{1}{3^2}\cos\left(\frac{3\pi h}{2d}\right)\frac{K_1\left(\frac{3\pi r}{2d}\right)}{K_0\left(\frac{3\pi r}{2d}\right)}+\right.$$

$$\left.+\frac{1}{5^2}\cos\left(\frac{5\pi h}{2d}\right)\cdot\frac{K_1\left(\frac{5\pi r}{2d}\right)}{K_0\left(\frac{5\pi r}{2d}\right)}-\ldots\right]. \qquad \text{(V,24в)}$$

Здесь K_0 и K_1 — функции Бесселя 2-го рода нулевого и первого порядков соответственно[1]; это K_0 нельзя путать с произвольной постоянной K_0, примененной выше.

Обозначив последний множитель правой части этого уравнения через $F\,(h/d,\ r/d)$, получим

$$\frac{S}{r}=\frac{16d}{\pi(d-h)}\,F\,(h/d,\ r/d). \qquad \text{(V,25в)}$$

На рисунке 133 представлены графики зависимости S/r от r/d для h/d, равном 0,8; 0,5 и 0,0; $s=0$. Нанесенные на чертеж значения вычислены по уравнению (V,24в).

Если $s\to\infty$, то S также не зависит от s (как и в случае $s=0$). Аналитическое решение для этого случая во время написания данной статьи отсутствовало. Поэтому для оценки влияния анизотропии при $s\to\infty$ будут применены константы, опубликованные Эристом (1950), после проведения необходимых преобразований уравнения (V,23в). Формула (V,25в) будет преобразована для оценки влияния анизотропии в случае, когда $s=0$.

§ 4. Приток к полостям в анизотропном грунте

Положим, что главные направления анизотропии совпадают с горизонтальным и вертикальным направлениями и что в гори-

[1] В СССР их принято называть цилиндрическими функциями мнимого аргумента второго рода нулевого и первого порядков.— *Прим. ред.*

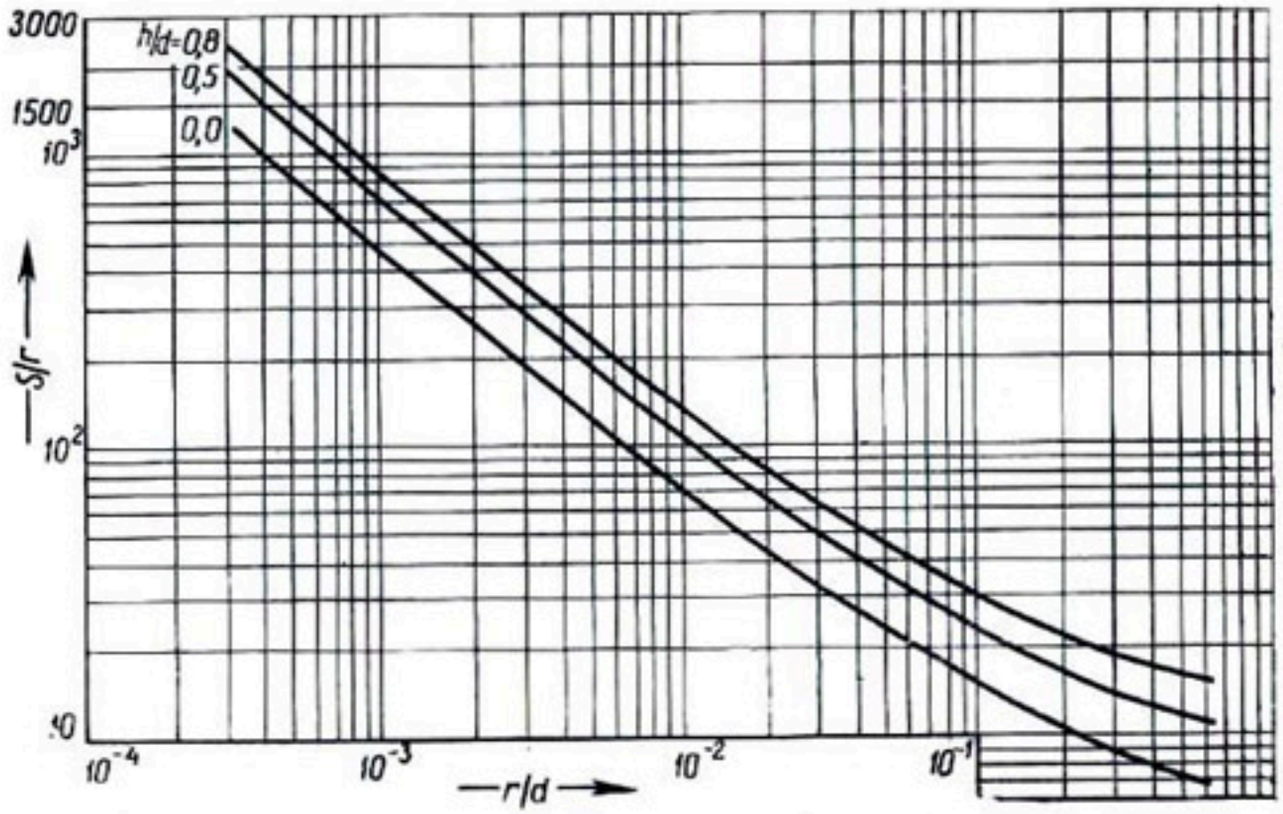


Рис. 133. Значения S/r в зависимости от r/d при $h/d=0{,}8$; 0,5 и 0,0; $s=0$.

зонтальной плоскости анизотропии нет. Поэтому можем написать

$$k_x = k_y = k_h \quad \text{и} \quad k_z = k_v. \tag{V,26в}$$

Далее выберем

$$k_0 = k_h, \tag{V,27в}$$

что мы имеем право сделать. Для координат точки P' (x', y', z') в эквивалентной изотропной среде, в которую следует преобразовать точку P с координатами (x, y, z) действительной анизотропной среды, найдем из уравнений (V,4), (V,5), (V,6), (V,26в) и (V,27в), что

$$x' = x, \quad y' = y \quad \text{и} \quad z' = mz, \tag{V,28в}$$

где $m = (k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$. Для случая совпадения осей пьезометров и буровых скважин с вертикалью находим из уравнения (V, 28в), что их поперечное сечение остается круговым и что радиус в фиктивной изотропной среде $r' = r$. Наконец, из уравнений (V, 8), (V,26в) и (V,27в) получим выражение для эквивалентной гидравлической проницаемости в преобразованной среде

$$k = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}}. \tag{V,29в}$$

Из уравнений (V,1в) и (V,29в) находим, что величина притока к пьезометрам и буровым скважинам в анизотропном грунте

равна

$$dQ/dt = (k_h k_v)^{\frac{1}{2}} S_a y, \qquad \text{(V,30в)}$$

откуда следует, что

$$\sqrt{k_h k_v} = \frac{\pi r^2}{S_a y} \cdot \frac{dy}{dt}. \qquad \text{(V,31в)}$$

Интегрирование уравнения (V,31в) дает

$$\sqrt{k_h k_v} = \frac{\pi r^2 \ln (y_1/y_2)}{S_a (t_2 - t_1)}. \qquad \text{(V,32в)}$$

Индекс a в обозначении S_a характеризует условие анизотропии. Величина S_a может быть определена довольно простым способом. Например, из уравнений (V,4в) и (V, 28в) следует, что для пьезометра в неограниченной среде с полостью длиной w и диаметром D коэффициент S_a/D выражается формулой

$$S_a/D = f(mw/D). \qquad \text{(V,33в)}$$

Если, например, в анизотропной среде имеется пьезометр с полостью, для которой $w/D = 3$ и если показатель анизотропии $(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}} = 2$, то из таблицы 18 найдем, что для полости в фиктивной изотропной среде, в которой $w'/D' = (k_h/k_v)^{\frac{1}{2}} \times (w/D) = 2 \times 3 = 6$, отношение $S_a/D = 15{,}8$. Значение $S/D = 10{,}4$ для $w/D = 3$ брать нельзя, так как это значение действительно только в том случае, если $k_h/k_v = 1$ (изотропия). Коэффициенты S, использованные в данном примере, взяты у Лютина и Киркхема (1949).

Гидравлическая проницаемость, вычисленная в анизотропном грунте по уравнениям (V, 1в), (V, 2в) или (V, 3в) с применением значений для изотропных условий, будет только кажущейся. Обозначим это значение через $k_{каж}$. Кажущаяся гидравлическая проницаемость может быть определена как гидравлическая проницаемость, которая получается, если принять среду за изотропную. Уравнение (V,1в) представим в следующем виде:

$$dQ/dt = k_{каж} S y. \qquad \text{(V,34в)}$$

Подстановка уравнения (V, 30в) в выражение (V, 34в) дает

$$(k_h k_v)^{\frac{1}{2}}/k_{каж} = S/S_a. \qquad \text{(V,35в)}$$

Умножая обе части равенства на $(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$, получим

$$k_h/k_{каж} = (k_h/k_v)^{\frac{1}{2}} (S/S_a). \qquad \text{(V,36в)}$$

Чем ближе отношение $k_h/k_{каж}$ при данном методе определения к единице, тем лучше это отношение может служить мерой горизонтальной гидравлической проницаемости. Величина этого отклонения от единицы является показателем влияния вертикальной составляющей гидравлической проницаемости. При $k_h/k_v > 1$ отношение $k_h/k_{каж}$ будет больше единицы (см. таблицы 20, 21 и 22).

С помощью уравнения (V,36в) мы можем численно определить относительное влияние k_h и k_v на точность метода определения водопроницаемости. Ниже будет показано, что как метод скважин, так и метод пьезометров ($w/D > 0$) являются, как предложили считать Рив и Киркхем (1951), прежде всего методами определения горизонтальной гидравлической проницаемости, так как при относительно высоких значениях k_h/k_v получаются низкие значения $k_h/k_{каж}$.

Приток к сферическим и эллипсоидальным полостям в анизотропной среде. Из уравнений (V,14в) и (V,28в) следует, что величина S_a/D для сферической полости диаметром D в анизотропной среде определяется выражением

$$\frac{S_a}{D} = \frac{4\pi\sqrt{m^2-1}}{\ln\dfrac{m+\sqrt{m^2-1}}{m-\sqrt{m^2-1}}} \quad \text{при} \quad m > 1, \qquad \text{(V,37в)}$$

Из уравнений (V,15в и 28в) находим, что

$$\frac{S_a}{D} = \frac{2\pi\sqrt{1-m^2}}{\dfrac{\pi}{2} - \operatorname{arctg}\dfrac{m}{\sqrt{1-m^2}}} \quad \text{при} \quad m < 1, \qquad \text{(V,38в)}$$

когда сфера преобразуется в эллипсоид.

Для эллипсоидальной полости с главными осями $0{,}5D$ и $0{,}5w$ в горизонтальном и вертикальном направлениях соответственно находим из уравнений (V,20в) и (28в), что

$$\frac{S_a}{D} = \frac{4\pi\sqrt{\eta^2-1}}{\ln\dfrac{\eta+\sqrt{\eta^2-1}}{\eta-\sqrt{\eta^2-1}}}, \quad \eta = \frac{mw}{D} \quad \text{при} \quad \frac{mw}{D} > 1, \qquad \text{(V,39в)}$$

а из уравнений (V,21в) и (28в) находим, что

$$\frac{S_a}{D} = \frac{2\pi\sqrt{1-\eta^2}}{\dfrac{\pi}{2} - \operatorname{arctg}\dfrac{2}{\sqrt{1-\eta^2}}} \quad \text{при} \quad \frac{mw}{D} < 1. \qquad \text{(V,40в)}$$

§ 5. Пьезометры в анизотропном грунте

Выше было указано, что приблизительное значение S_a/D для цилиндрической полости под пьезометром, погруженным в неограниченную среду или среду, ограниченную с одной стороны, выражается общим уравнением (V,33в).

Если допустить, что показатель S/D для полости, близкой к эллипсоидальной, является достаточным приближением и для цилиндрической полости, то из уравнений (V,5в) и (V,28в) найдем, что для пьезометра в неограниченной среде

$$\frac{S_a}{D} = \frac{2\pi\eta}{\ln\left(\eta + \sqrt{1+\eta^2}\right)}, \qquad \eta = \frac{mw}{D} \quad \text{при} \quad \frac{mw}{D} > 1. \qquad \text{(V,41в)}$$

Рассмотрим пьезометр, проходящий через горизонтально водонепроницаемый слой и входящий в полуограниченный проницаемый пласт. Длина цилиндрической полости пьезометра, находящейся в проницаемом пласте, равна w. Из уравнений (V,7в) и (V,28в) для этого пьезометра найдем, что

$$\frac{S_a}{D} = \frac{\pi 2\eta}{\ln\left(2\eta + \sqrt{1+4\eta^2}\right)} \quad \text{при} \quad \frac{2mw}{D} > 1. \qquad \text{(V,42в)}$$

Последние два уравнения даны Хворслевым (1951, стр. 35).

Для пьезометра с пробкой грунта длиной L внутри трубы (полагая, что грунт пробки не нарушен уплотнением или заилением, $k_v = k'_v$) находим из уравнений (V,11в) и (V,29в)

$$\frac{S_a}{D} = \frac{2{,}45}{1 + \frac{9{,}8L}{\pi D}\,(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}}. \qquad \text{(V,43в)}$$

В случае, когда $w = 0$ (полость отсутствует, то есть пьезометрическая труба работает плоским дном), круглая форма дна остается неизменной и после преобразования (V,28в). Величина S поэтому также остается прежней, по крайней мере для значений $(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}\,(d/D) > 6$ (см. § 1, стр. 307). Однако, хотя величина S в этом случае остается неизменной, в уравнении (V,3в) происходит значительное изменение: величина k в уравнении (V,3в) должна быть теперь на основании уравнения (V,29в) заменена величиной $(k_h k_v)^{\frac{1}{2}}$. Таким образом, уравнение (V,3в) при $w = 0$, согласно уравнениям (V,9в) и (V,32в), получает следующий вид

$$(k_h k_v)^{\frac{1}{2}} = \frac{\pi r^2 \ln(y_1/y_2)}{2{,}45D\,(t_2 - t_1)}. \qquad \text{(V,44в)}$$

Отсюда заключаем, что результаты, полученные по «методу скважины» и опубликованные Ривом и Киркхемом (1951), в действительности являются значениями $(k_h\, k_v)^{\frac{1}{2}}$ (среднегеометрическое значение истинной вертикальной и горизонтальной водопроницаемости). Далее мы заключаем, что гидравлическая проницаемость, определяемая по методу Фриверта и Киркхема (1948), является среднегеометрической величиной вертикальной и горизонтальной гидравлической водопроницаемости для данного типа анизотропии. Для изотропных грунтов данные Фриверта и Киркхема (1948) являются точными.

Мы вычислили по уравнению (V,36в) величину $k_h/k_{каж}$ для пьезометров в неограниченной среде при некоторых значениях w/D. Результаты этих вычислений представлены в таблице 20. Значения S и S_a, использованные при составлении табл. 20, вычислены по уравнению (V,41в) для $(mw/D) > 3$; для $(mw/D) < 3$ эти значения взяты из графиков Лютина и Киркхема (1949).

Таблица 20

Значения $k_h/k_{каж}$ при разных значениях $(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$ для пьезометров в неограниченной среде

$(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$	0,125	0,25	0,5	1	2	5	10
$w/D = 0$	0,125	0,25	0,50	1	2,00	5,00	10,00
$w/D = 1$	0,23	0,34	0,63	1	1,46	2,28	2,96
$w/D = 2$	0,27	0,43	0,69	1	1,41	2,03	2,49
$w/D = 3$	0,29	0,47	0,70	1	1,37	1,88	2,26
$w/D = 4$	0,30	0,49	0,71	1	1,33	1,76	2,10

Так как $S = S_a$ при $w = 0$, то из уравнения (V,36в) следует, что $k_h/k_{каж} = (k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$. Из таблицы 20 видно, что для всех значений $(k_h/k_v) > 1$ отношение $k_h/k_{каж}$ уменьшается с увеличением отношения w/D, т. е. относительное влияние гидравлической проницаемости в горизонтальном направлении растет с увеличением длины полости. Заключаем также, что относительное влияние горизонтальной гидравлической проницаемости доминирует даже при малых значениях w/D. Например, для $w/D = 1$ и $k_h = 100\, k_v$ находим, что $k_h = 2{,}96\, k_{каж}$. Это означает, что действительная горизонтальная проницаемость только в 2,96 раза больше, чем кажущаяся гидравлическая проницаемость, которая определяется по теории, не учитывающей анизотропию.

Для определения k_h и k_v необходимо сделать по меньшей мере два измерения. Эти измерения должны быть тщательно отобраны, т. к. аккуратность, с которой определены k_h и k_v, зависят в значительной степени от способов измерений. Сочетание двух наблюдений с пьезометрами над полостями разной длины может не дать требуемого результата. Это видно из следующего примера. Для грунта с $\frac{k_h}{k_v} = 25$ из таблицы 20 найдем, что значения $\frac{k_h}{k_{каж}}$ равны 2,28 и 2,03 для величин w/D, равных 1 и 2 соответственно. Обозначив кажущуюся гидравлическую проницаемость при $w/D = 1$ через $k'_{каж}$, найдем, что $k_{каж}/k'_{каж} = 2{,}03/2{,}28 = 0{,}89$, и горизонтальная гидравлическая проницаемость грунта (k_h) оказывается одинаковой при обоих измерениях. Это означает, что, хотя отношение $k_h/k_v = 25$, значения кажущейся гидравлической проницаемости отличаются друг от друга незначительно, если при их определении пренебречь анизотропией. Эти примеры показывают, что совпадение данных наблюдений не обязательно является признаком наличия или отсутствия анизотропии.

С точки зрения теории метод двух скважин (Чайлдс, 1952) с использованием пьезометра без полости ($w = 0$) или пьезометра с ненарушенной пробкой грунта внутри него является идеальным для определения k_h и k_v. Возможны также определенные сочетания пьезометров с буровыми скважинами. Во всяком случае, сочетание двух методов наблюдений должно быть таким, чтобы в одном из них преобладала вертикальная гидравлическая проницаемость, а в другом — горизонтальная.

Пример вычисления горизонтальной и вертикальной гидравлической проницаемости с помощью двух пьезометров. Допустим, что сначала мы делаем измерения с помощью пьезометра, работающего дном ($w = 0$). Выше было показано, что в этом случае A остается без изменений, и мы с помощью этого измерения непосредственно определяем величину $(k_h k_v)^{1/2}$. Допустим, что $(k_h k_v)^{1/2} = 2$ футам (0,6 м) в сутки.

Затем делается второе измерение тем же пьезометром, на той же глубине и в том же месте, но уже с полостью[1]. Допустим, что для этой полости $w/D = 4$. Для вычисления воспользуемся уравнением

$$(k_h k_v)^{\frac{1}{2}} = \frac{\pi r^2 \ln (y_1/y_2)}{S_a (t_2 - t_1)}. \qquad \text{(V,32в)}$$

В этом уравнении неизвестна величина S_a. Однако нам известно

[1] То есть помимо проницаемого дна имеется вертикальный фильтр высотой w над дном пьезометра.— *Прим. ред.*

отношение $S_a/D = \mathrm{f}\,(mw/D)$, т. е. если известны величины S_a/D и w/D; следовательно, можно определить $m = (k_h/k_v)^{1/2}$.

Величина r известна, значения y и t будут получены из наблюдений, а величина $(k_h k_v)^{\frac{1}{2}}$ уже известна из первого наблюдения с пьезометром без полости ($w = 0$), поэтому величина S_a может быть определена на основе этих двух измерений. Положим, что S_a/D равно 34,1. Это значение S_a/D найдено для определенного значения $w'/D' = (k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}\,(w/D)$.

Сопоставление уравнений (V,5в) и (V,41в) показывает, что, если в головке таблицы 19 величины w/D и S/D заменить на w'/D' и S_a/D соответственно, то эту таблицу можно применять и в случае анизотропии. Находим из этой таблицы, что $w'/D' = 20$ при $S_a/D = 34{,}1$. Так как у нас $w/D = 4$, то $(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}} = 20/4 = 5$. Теперь нам известны частное $k_h/k_v = 25$ и произведение $k_h k_v = 4$. Из этих значений находим, что $k_v = 10$ футам (3 м) в сутки, а $k_v = 0{,}4$ фута (0,12 м) в сутки.

§ 6. Буровые скважины в анизотропном грунте

Влияние анизотропии при использовании метода буровых скважин детально исследовано Мааслендом (1956). Результаты этого исследования излагаются ниже.

Так как ось скважины совпадает с вертикальным направлением, то для случая анизотропии из уравнений (V,23в) и (V,28в) находим, что

$$\frac{S_a}{r} = \mathrm{f}\left[\frac{d}{r}\sqrt{\frac{k_h}{k_v}},\ \frac{h}{r}\sqrt{\frac{k_h}{k_v}},\ \frac{s}{r}\sqrt{\frac{k_h}{k_v}}\right]. \qquad \text{(V,45в)}$$

Из уравнений (V,25в) и (V,28в) находим, что при $s = 0$

$$\frac{S_a}{r} = \frac{16d}{\pi\,(d-h)}\,\mathrm{F}\left[\frac{h}{d},\ \frac{r}{d}\sqrt{\frac{k_v}{k_h}}\right]. \qquad \text{(V,46в)}$$

Пример вычисления гидравлической проницаемости и оценка влияния анизотропии на результаты наблюдений методом буровой скважины. Допустим в нашем примере, что $r = 0{,}2$ фута, $d = 2{,}5$ фута, $h = 1{,}25$ фута, $s = 0$, $dh/dt = 0{,}1$ фута за 25 секунд и $k_h/k_v = 1$ (изотропия).

На рисунке 133 даны значения S/r при $s = 0$, вычисленные по уравнению (V,24в). По этим графикам мы можем определить значение S для нашего примера. Имея $r/d = 0{,}08$, $h/d = 0{,}5$, находим, что $S/r = 26{,}8$.

Из уравнения (V,2в) следует, что $k=\frac{\pi r^2}{(d-h)S}\cdot\frac{dh}{dt}=0{,}75\cdot10^{-4}$ фута в сек $=6{,}45$ фута (2 м) в сутки.

Допустим теперь, что вышеприведенные наблюдения сделаны в анизотропном грунте, в котором $k_h/k_v=100$. Отношение S_a/r в этом случае тоже может быть определено по рисунку 133. По

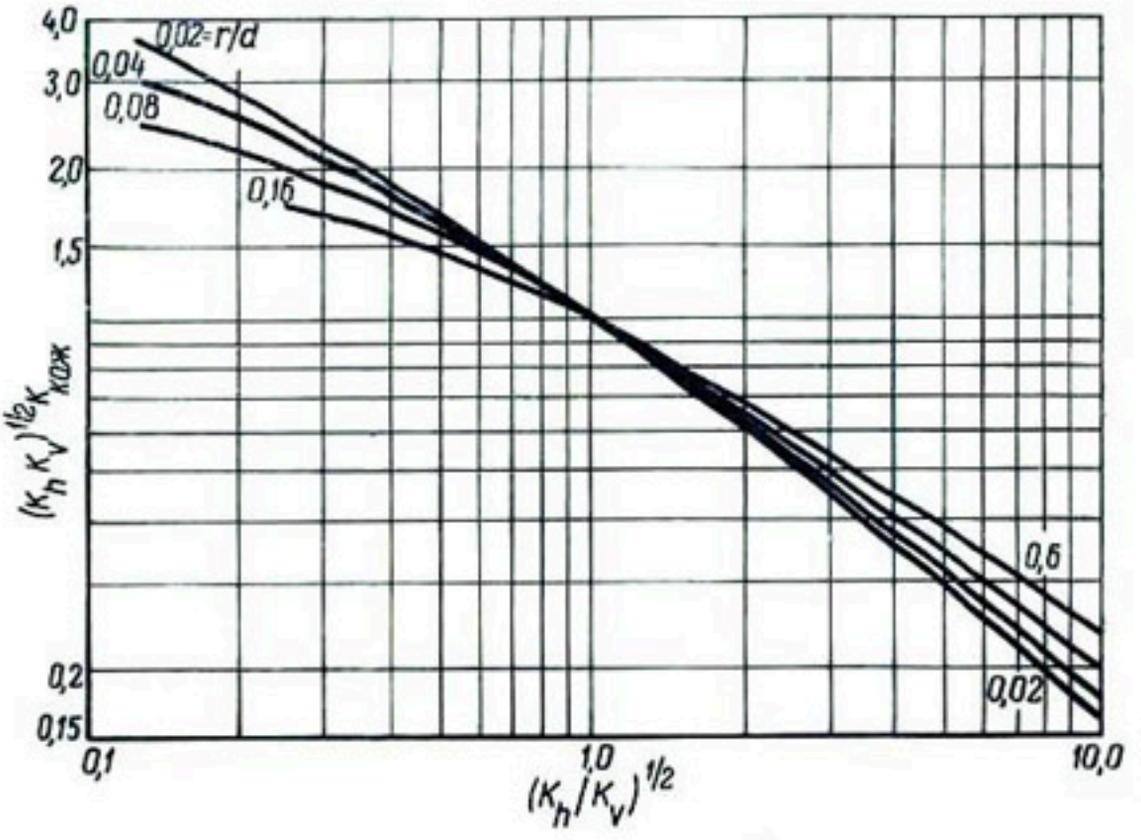


Рис. 134. Зависимость отношения $(k_h k_v)^{\frac{1}{2}}/k_{каж}$ от величины $(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$. Графики построены для буровых скважин, у которых отношение r/d равно 0,16; 0,08; 0,04; 0,02 ($h/d=0{,}5$, а $s=0$).

уравнению (V,46в) находим значение S/r при $h'/d'=h/d=0{,}5$ и $r'/d'=(k_v/k_h)^{\frac{1}{2}}(r/d)=0{,}1\cdot0{,}08=0{,}008$. Находим, что $S_a/r=133$. Из уравнения (V,35в) вычисляем, что в нашем примере $(k_h k_v)^{\frac{1}{2}}/k_{каж}=\frac{26{,}8}{133}=0{,}201$, а из уравнения (V,36в) получаем $k_h/k_{каж}=2{,}01$.

Наконец, находим, что $k_h=2{,}01$, $k_{каж}=2{,}0\cdot6{,}45=12{,}9$ фута (3,9 м) в сутки.

На рисунке 134 вычерчены графики зависимости $(k_h k_v)^{\frac{1}{2}}/k_{каж}$ от значений $(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$ при $r/d=0{,}16$; 0,08; 0,04 и 0,02. Отно-

шение h/d, равное 0,5, постоянно для всех кривых, а $s = 0$. Эти кривые вычислены с помощью рисунка 133 и уравнений (V,35в) и (V,46в). Вычисления для построения этих кривых сделаны по образцу предыдущего примера.

В таблице 21 даны значения $k_h/k_{каж}$, подсчитанные для тех же величин r/d, что и на рисунке 134, но для $h/d = 0{,}8$; 0,5 и 0; $s = 0$. Значения $k_h/k_{каж}$ вычисляли, пользуясь рисунком 133 и уравнениями (V,36в) и (V,46в). Установлено, что влияние h/d на величину $k_h/k_{каж}$ незначительно, влияние r/d — несколько больше.

Таблица 21

Значения $k_h/k_{каж}$ для буровых скважин при разных значениях $(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$, r/d и h/d; $s/d=0$

$(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$		0,125	0,25	0,5	1	2	3,33	5	10
	$h/d=0{,}8$	—	0,40	0,66	1	1,41	1,75	2,04	2,53
$r/d=0{,}16$	$h/d=0{,}5$	—	0,42	0,67	1	1,36	1,67	1,91	2,33
	$h/d=0{,}0$	—	0,44	0,69	1	1,38	1,67	1,91	2,33
	$h/d=0{,}8$	0,28	0,44	0,71	1	1,33	1,58	1,79	2,13
$r/d=0{,}08$	$h/d=0{,}5$	0,31	0,49	0,73	1	1,31	1,54	1,72	2,01
	$h/d=0{,}0$	0,32	0,50	0,73	1	1,28	1,50	1,69	1,96
	$h/d=0{,}8$	0,35	0,53	0,75	1	1,26	1,44	1,61	1,86
$r/d=0{,}04$	$h/d=0{,}5$	0,38	0,56	0,77	1	1,24	1,41	1,54	1,78
	$h/d=0{,}0$	0,39	0,57	0,78	1	1,24	1,39	1,53	1,77
	$h/d=0{,}8$	0,42	0,60	0,79	1	1,26	1,35	1,48	1,67
$r/d=0{,}02$	$h/d=0{,}5$	0,45	0,62	0,81	1	1,19	1,34	1,44	1,64
	$h/d=0{,}0$	0,46	0,63	0,81	1	1,18	1,32	1,43	1,62

Таблица 22

Сопоставление значений $k_h/k_{каж}$ для буровых скважин при $s/d=0$ и $s/d=\infty$; $h/d=0{,}5$

$(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$		0,25	0,5	1	2	3,33	5	10
$r/d=0{,}16$	$s/d=\infty$	—	—	1	1,48	1,90	2,14	2,82
	$s/d=0$	0,42	0,67	1	1,36	1,67	1,91	2,33
$r/d=0{,}08$	$s/d=\infty$	—	0,67	1	1,38	1,68	1,92	—
	$s/d=0$	0,49	0,73	1	1,31	1,54	1,72	2,01
$r/d=0{,}04$	$s/d=\infty$	0,49	0,72	1	1,29	1,51	—	—
	$s/d=0$	0,56	0,77	1	1,24	1,41	1,54	1,78

С помощью уравнений (V,36) и (V,45в) были вычислены некоторые значения $k_h/k_{кан}$ при $s = \infty$. Эти значения определены по графикам Эриста (1950), который определил постоянные для вычисления коэффициента фильтрации по методу буровых скважин для случая, когда водонепроницаемый слой полностью отсутствует или залегает на большой глубине ниже забоя скважин. Эрист определил константы для однородных изотропных условий графическим способом.

Очевидно, что в случае, когда $s = 0$, значение S_n' не зависит от величины s'. Результаты вычислений приведены в таблице 22, которая содержит значения $k_h/k_{кан}$ при $s/d = \infty$ и $s/d = 0$ ($h/d = 0{,}5$). Таблица показывает, что в общем влияние k_v больше при $s/d = \infty$, чем при $s/d = 0$ при тех же значениях $(k_h/k_v)^{\frac{1}{2}}$. Этого и следовало ожидать, потому что направление потока вблизи скважины и через ее дно при $s/d \neq 0$ ближе подходит к вертикальному. Из рисунка 134 и таблиц 21 и 22 устанавливаем, что относительное влияние k_v увеличивается с уменьшением r/d. Из этого следует также, что метод буровой скважины является прежде всего методом определения горизонтальной гидравлической проницаемости.

§ 7. Анизотропия в горизонтальной плоскости

Ниже будет кратко рассмотрено влияние анизотропии в горизонтальной плоскости на величину S/D и на уравнение (V,2в) притока к полостям.

Если анизотропия имеет место и в горизонтальной плоскости x, y, то $k_x \neq k_y \neq k_z$ (k_x, k_y и k_z — величины гидравлической проницаемости в главных направлениях x, y, z соответственно).

Горизонтальное поперечное сечение цилиндрической полости, имеющее в анизотропном грунте диаметр D, в воображаемой изотропной среде превращается в эллипс. Из уравнений (V,4) и (V,5) на стр. 276 получаем следующие выражения для полуосей эллипса:

$$a_x = \frac{1}{2}(k_0/k_x)^{\frac{1}{2}}D \quad \text{и} \quad a_y = \frac{1}{2}(k_0/k_y)^{\frac{1}{2}}D. \qquad (V,47в)$$

из этих выражений следует, что

$$a_x/a_y = (k_y/k_x)^{\frac{1}{2}}.$$

В данном случае выгодно выбрать

$$k_0 = (k_x k_y)^{\frac{1}{2}}. \qquad (V,48в)$$

Результаты настоящего анализа легко сопоставить с результатами, полученными в главе 5, § 4 (стр. 337). Находим, что согласно уравнению (V,48в) площадь эллиптического поперечного сечения полости в воображаемой изотропной системе равна площади кругового сечения полости в действительной среде. Глубина полости w' в воображаемой изотропной среде согласно уравнениям (V,6) на стр. 276 и (V,48в) равна

$$w' = (k_0/k_z)^{\frac{1}{2}} w = [(k_x k_y)^{\frac{1}{2}}/k_z]^{\frac{1}{2}} w. \qquad \text{(V,49в)}$$

Отношение S_a/D для цилиндрической полости в неограниченной анизотропной среде теперь выражается зависимостью

$$S_a/D = \mathrm{f}\{(k_x/k_y)^{\frac{1}{2}}, [(k_x k_y)^{\frac{1}{2}}/k_z]^{\frac{1}{2}} (w/D)\}, \qquad \text{(V,50в)}$$

эта величина тождественна коэффициенту S для находящейся в неограниченной изотропной среде цилиндрической полости с эллиптическим поперечным сечением. Полуоси эллиптического поперечного сечения, согласно уравнениям (V,47в) и (V,48в), равны $a_x = \frac{1}{2}(k_y/k_x)^{\frac{1}{4}}$ и $a_y = \frac{1}{2}(k_x/k_y)^{\frac{1}{4}}$ соответственно, а длина полости равна $w' = [(k_x k_y)^{\frac{1}{2}}/k_z]^{\frac{1}{2}} (w/D)$. Коэффициент S для полости с эллиптическим поперечным сечением может быть определен методом электрогидродинамической аналогии.

Из уравнений (V,8) на стр. 276 и (V,48в) получаем следующее выражение для эквивалентной гидравлической проницаемости в преобразованной среде

$$k = [(k_x k_y)^{\frac{1}{2}} k_z]^{\frac{1}{2}}. \qquad \text{(V,51в)}$$

Из уравнений (V,1в) и (V,51в) находим, что скорость притока к полостям в анизотропном грунте равна

$$dQ/dt = [(k_x k_y)^{\frac{1}{2}} k_z]^{\frac{1}{2}} S_a y. \qquad \text{(V,52в)}$$

S_a для этого уравнения получается из выражения (V,50в). Если $k_x = k_y$, то уравнение (V,50в) совпадает с выражением (V,33в), а уравнение (V,52в) становится идентичным равенству (V,30в).

Ряд значений S_a/D для полостей с эллиптическим сечением был определен автором методом электрогидродинамической аналогии. Показатель w/D для всех примененных электродов был больше 5. Влияние эллиптичности оказалось незначительным. Для электродов одинаковой длины, имевших эллиптическое поперечное сечение, в котором отношение a_x/a_y изменялось в пределах от $^1/_3$ до 3, разница в значениях S_a/D была меньше 4%.

Отсюда следует, что при $9 > k_x/k_y > \frac{1}{9}$ *значение* S_a/D, *полученное из уравнения* (V,33в), *является достаточно точным для использования его в уравнении* (V,52в), *если заменить* k_h *в уравнении* (V,33в) *величиной* $(k_x k_y)^{\frac{1}{2}}$.

Это заключение может быть еще доказано путем решения интеграла (V,13в) при $a \neq b \neq c$ и сопоставления полученных результатов с результатами, которые дает уравнение (V,14в).

Рассмотрим поток к круглому отверстию в горизонтальном непроницаемом пласте или поток из этого отверстия (грунт является анизотропным в горизонтальной плоскости). В этом случае значение S_a/D вычисляем на основе уже известных результатов. Предположим, что $k_x > k_y$ и в уравнениях (V,17в) и (V,18в) $a = a_x = \frac{1}{2}(k_y/k_x)^{\frac{1}{4}}$ и $c = a_y = \frac{1}{2}(k_x/k_y)^{\frac{1}{4}}$. Учитывая, что здесь рассматривается среда, ограниченная с одной стороны, находим из уравнений (V,17в) и (V,18в), что

$$S_a/D = \pi (k_x/k_y)^{\frac{1}{4}}/K(k_1), \qquad \text{(V,53в)}$$

где $K(k_1)$ — полный эллиптический интеграл первого рода, при этом

$$k_1^2 = 1 - k_y/k_x. \qquad \text{(V,54в)}$$

Таблицы зависимости $K(k_1)$ от k_1^2 составлены Двайтом (1941). В этих таблицах символ k соответствует нашему k_1. Отношение S_a/D в уравнении (V,50в) увеличивается с увеличением k_x/k_y, так как площадь поперечного сечения полости в воображаемой среде остается неизменной, а периметр эллипса увеличивается с увеличением отношения a_x/a_y. Поэтому увеличение k_x/k_y создает эффект кажущегося увеличения площади поверхности стенок полости, через которые проходит поток.

Перевод М. Г. Левина

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

Техника осушения земель

I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Многие технические вопросы, касающиеся дренажа сельскохозяйственных угодий, относятся как к избыточно увлажненным, так и к засушливым районам. Открытые и трубчатые дрены могут применяться совместно или независимо друг от друга. В этой главе открытые каналы рассматриваются как крупные коллекторные (collection) каналы, являющиеся водоприемниками гончарных дрен или мелких открытых осушителей. В отличие от полевых каналов открытые каналы (коллекторы) отводят воду со значительных площадей, на которых расположено несколько индивидуальных хозяйств. Полевые каналы рассматриваются в разделах II и III этой части.

1. ОТКРЫТЫЙ ДРЕНАЖ

§ 1. Потребность в осушении

Пропускная способность открытых каналов должна обеспечивать отвод поверхностных и грунтовых вод в таком количестве, которое не причиняет вреда сельскохозяйственным культурам. Открытые каналы обычно не рассчитываются на пропуск максимального стока, так как это неэкономично ввиду больших объемов земляных работ.

В паводковый период сток аккумулируется в пониженных местах или на поверхности почвы[1].

Проектная пропускная способность открытых дрен зависит от следующих факторов: 1) осадки; 2) величина водосборной площади; 3) рельеф; 4) тип почвы; 5) растительный покров;

---

[1] В практике осушения СССР, обобщенной в Технических условиях и нормах проектирования осушительных систем (Издательство МСХ СССР, М., 1957 г.), пропускная способность проводящей сети и рек-водоприемников ставится строго в зависимость от характера сельскохозяйственного использования осушаемых земель: при осушении лугов (естественных и искусственных) расчет производится на максимальный расход летне-осеннего периода; при использовании осушаемых земель под зерновые, овощные, кормовые культуры помимо незатопления летне-паводковыми водами требуется обеспечить своевременное начало сельскохозяйственных работ, для чего сеть проверяется на пропуск так называемого «предпосевного расхода»; наконец, при наличии озимых культур расчетным является максимальный расход весеннего половодья.— *Прим. ред.*

6) степень обеспеченности расхода; 7) режим водоприемника; 8) необходимость промывки почвы при орошении (см. Рив, 1953). Степень обеспеченности расхода является фактором, наиболее трудным для определения[1].

Расчетный расход открытых каналов может быть получен из следующей эмпирической формулы[2]:

$$Q = kM^x, \qquad (I,1)$$

где Q — расход (куб. фут/сек);
k, x — постоянные для данных условий;
M — площадь водосбора в кв. милях.

Значения k и x для относительно плоских водосборных площадей даны Фривертом и др. (1955, стр. 287). Эти данные основаны на рекомендациях Службы охраны почв для большинства полузасушливых и засушливых районов США. Показатель степени x учитывает уменьшение стока с единицы площади с возрастанием площади водосброса и обычно бывает меньше единицы. Открытые каналы рассчитываются на сток, который значительно меньше максимального весеннего стока[3]. При проектировании насосных станций расход, полученный из уравнения (I,1), обычно уменьшают. Так, например, при определении производительности насосной станции в верхней части долины реки Миссисипи Саттон (1950) рекомендует уменьшать этот расход открытых дрен втрое. Обычно проектный расход выражается через высоту слоя воды (в дюймах), который должен быть отведен со всей осушаемой площади в течение суток. Эту величину часто называют коэффициентом осушения. Она может меняться в пределах от $^1/_4$ до 4 дюй-

---

[1] Проектная обеспеченность расчетного расхода устанавливается на основе технико-экономического анализа вариантов; в практике СССР при осушении лугов принимается повторяемость расчетных расходов 25%; при интенсивном использовании — 10—15% и меньше; при осушении городских, промышленных территорий обеспеченность принимается еще более высокой.— *Прим. ред.*

[2] Формула вида (I,1) была использована для расчета осушительных систем А. Н. Костяковым еще в 1916 г. (Основные элементы расчета осушительных систем. См. А. Н. Костяков, Избранные труды, т. 1, 2, Сельхозгиз, 1961); далее она применялась для этих же целей Д. Л. Соколовским (Речной сток, Гидрометеоиздат, Л., 1952 и 1959), П. А. Дудкиным (Справочник по гидротехнике и мелиорации, ВНИИГиМ, т. 3, Сельхозгиз, М., 1945) и другими авторами. Последние данные по расчету стока с осушаемых земель можно найти в работах: Р. Я. Народецкая, Расчетные нормы стока для проектирования осушительных систем в центральной части нечерноземной зоны РСФСР, изд. МСХ РСФСР, М., 1958; Гидрологические расчеты при осушении болот и заболоченных земель, под ред. К. Е. Иванова, Гидрометеоиздат, Л., 1963.— *Прим. ред.*

[3] См. прим. на стр. 353. — *Прим. ред.*

мов (0,6—10,2 см), но чаще всего она находится в пределах от $^3/_8$ до 2 дюймов (1,0—5,1 см)[1].

Для оценки различных факторов, влияющих на сток, необходимо иметь более точные методы расчета.

Существующие методы расчета нормы стока основаны на наблюдаемом максимальном стоке или базируются на данных по осадкам, почвам и топографическим данным, поэтому нельзя достигнуть высокой степени точности расчета. Проектировщик в значительной степени должен полагаться на свои знания и практический опыт. При проектировании критерием нормы стока является комплекс факторов, влияющих на сток и потребность сельскохозяйственных культур в осушении. Обычно могут быть получены данные по осадкам, например интенсивность осадков, их продолжительность, частота, а также территориальное и сезонное распределение осадков. Грунтовые воды, фильтрующиеся из рек и возвышенностей, и дренажный сток составляют незначительную величину в сравнении с поверхностным стоком[2]. Грунтовые воды имеют сравнительно постоянный режим и не могут служить причиной большой ошибки.

При определении нормы стока по осадкам и фильтрации необходимо учитывать потери, обусловленные испарением с водной поверхности, транспирацией, водообменом с нижерасположенными горизонтами, а также влажностью почвы и запасом воды, находящейся на поверхности грунта («постоянно» и «временно»).

Во многих случаях открытые каналы проектируются для транспортирования расхода через аллювиальные равнины. Следует отметить, что коэффициенты в формуле (I,1) недостаточно точно отражают влияние различных факторов на величину поверхностного стока. При проектировании большое внимание следует уделить запасам влаги и протяженности закрытых дрен.

Для иллюстрации аккумулирующей способности почвы представляют интерес наблюдения за гончарными дренами, расположенными друг от друга на различном расстоянии. Эти наблюдения проводились в северо-восточной части штата Айова в 1954 г. Уровень грунтовых вод посредине между гончарными дренами,

[1] В СССР принято выражать интенсивность стока в виде модуля стока, то есть стока в единицу времени с единицы площади, причем в гидрологии модуль стока обычно измеряют в литрах/сек с 1 км², а в сельскохозяйственной мелиорации — в литрах/сек с 1 га; очевидно, что принятый в США «коэффициент осушения» [дюйм/сутки] равен модулю стока в литрах/сек с 1 га, умноженному на переводной коэффициент 0,34. Указанные «коэффициенты осушения» 3/8 — 2 дюйма/сутки соответствуют модулям стока 1,3—5,9 литр/сек с 1 га.— *Прим. ред.*

[2] Речь идет о максимальном (или расчетном) расходе, но не о годовом объеме стока, в котором доля подземного питания может быть весьма значительной.— *Прим. ред.*

расположенными через 50 футов (15,2 м), был на 2 фута (0,6 м) ниже поверхности почвы после выпадения дождя интенсивностью 6,8 дюйма (17,2 см) за 8 суток. Если принять коэффициент водоотдачи грунта равным 5%, то водоудерживающая способность почвы в зоне аэрации все же будет около 1,2 дюйма (3,0 см). При заложении дрен через 100 футов (30,4 м) уровень грунтовых вод между дренами после тех же осадков был лишь на 0,5 фута (0,15 м) ниже поверхности земли.

В недренируемых почвах горизонт воды был, как правило, выше, а имеющаяся свободная емкость значительно меньше, чем в осушенных почвах. Глубокое осушение, как правило, вызывает аналогичный эффект. Растительный покров способствует уменьшению запасов влаги в почве в период вегетации, но ранней весной до начала вегетационного периода, наоборот, сохраняет ее. Уровень грунтовых вод при этом оказывается более высоким, чем под свободной от растительности почвой, где поверхностный сток более интенсивный. Недостаточное количество данных о потребностях в осушении для различных культур создает трудности для инженеров при проектировании осушительных систем. Эти проблемы подлежат дальнейшим исследованиям. Многие экспериментальные данные указывают на то, что осушение минеральных почв открытой сетью способствует увеличению урожайности, хотя этого нельзя сказать о торфяниках[1].

§ 2. Проектирование каналов

Правильно спроектированный канал должен отвечать следующим требованиям: 1) скорость потока не должна вызывать заиления и размыва; 2) пропускная способность канала должна обеспечить сброс расчетного стока; 3) глубина канала должна соответствовать требованиям осушения; 4) канал должен иметь устойчивые откосы.

1. Скорость потока. Существует целый ряд формул для определения скорости потока в открытых каналах. Из них широкое

[1] В СССР имеется значительный опыт эффективного осушения торфяников открытыми каналами; успешность этого вида осушения зависит от правильного учета природных и хозяйственных условий. Так, например, в ряде случаев весьма эффективно осушение низинных болот системой редких глубоких каналов при интенсивном сельскохозяйственном использовании земель. Происходящий сейчас переход на осушение закрытыми системами вызван не плохим осушительным действием открытых каналов, а другими их недостатками (потеря площади, препятствие для локализации сельскохозяйственных полевых работ, развитие сорняков, недолговечность службы открытых каналов — их зарастание, оплывание откосов, заиление).— *Прим. ред.*

применение имеют формула Маннинга и уравнение Куттера[1].

Скорость потока при установившемся равномерном движении выражается формулой Маннинга, которая имеет следующий вид:

$$v = \frac{1{,}486}{n} R^{\frac{2}{3}} s^{\frac{1}{2}}, \qquad (1.2)$$

где v — средняя скорость [фут/сек];
n — коэффициент шероховатости;
R — гидравлический радиус (площадь поперечного сечения, деленная на смоченный периметр) [фут];
s — гидравлический уклон [фут/фут].

Эта формула часто применяется при расчетах, так как отличается своей простотой и достаточной точностью. Уравнение Куттера является более сложным, чем формула Маннинга. Его иногда называют уравнением Куттера-Шези или Гангилье-Куттера. Уравнение Куттера выражает коэффициент расхода C в формуле Шези $v = C\,(Rs)^{1/2}$ через n, R и s следующим образом:

$$v = \frac{41{,}6 + \dfrac{1{,}811}{n} + \dfrac{0{,}00281}{s}}{1 + \left(41{,}6 + \dfrac{0{,}00281}{s}\right)\dfrac{n}{R^{\frac{1}{2}}}} (Rs)^{\frac{1}{2}}. \qquad (1.3)$$

Коэффициенты шероховатости n в двух вышеприведенных формулах почти одинаковы. Коэффициент n Куттера в формуле Маннинга преобразовывать не надо, если уклон находится в пределах 0,01—0,0001, а гидравлический радиус — в пределах 1—30 футов (0,3—9,1 м). В этих диапазонах максимальное отклонение равно 25%. Коэффициент шероховатости для открытых каналов зависит 1) от высоты, плотности и типа растительного покрова; 2) от физической шероховатости дна и откосов канала; 3) от размеров и формы поперечного сечения канала; 4) от извилистости канала (в плане) и 5) от гидравлического радиуса. Кроме того, коэффициент шероховатости изменяется от сезона к сезону из-за того, что меняется вид растительности. Вообще говоря, условия, которые увеличивают турбулентность, увеличивают и коэффициент шероховатости. Значения коэффициента шероховатости n определяли Фриверт и др. (1955, стр. 440), Хортон (1916) и Кинг (1954, стр. 7—20).

Для определения коэффициента шероховатости было предложено несколько методов. Стриклер (1923) получил эмпирическую формулу, основанную на значениях шероховатости зерен

[1] В СССР при гидравлическом расчете осушительных каналов наибольшее применение имеют формулы Н. Н. Павловского и И. И. Агроскина.— *Прим. ред.*

различного гранулометрического состава. Лейп (1953) указал на то, что значения коэффициентов шероховатости, полученные в долине Сан-Луи, находятся в хорошем соответствии с данными Стриклера. Интересный метод для определения коэффициента n был предложен Эйнштейном и Барбароссой (1951). Бойер (1954) нашел, что коэффициент шероховатости изменяется с изменением глубины потока.

После дополнительных исследований эти методы могут обеспечить более обоснованное определение коэффициента шероховатости, который в настоящее время определяется экспериментально. Определение коэффициента шероховатости является одной из наиболее сложных задач при проектировании открытых дрен.

С целью предотвращения размыва открытых каналов, лишенных растительного покрова, при проектировании необходимо иметь данные о максимально допустимых скоростях. Желательны минимальные скорости, не вызывающие заиления каналов, но при малых глубинах наполнения их трудно поддерживать. Наиболее ранние исследования устойчивых форм каналов были произведены Кеннеди (1895) в Индии. Он пришел к выводу, что допустимая скорость пропорциональна глубине наполнения в степени 0,64, но его формула при проектировании открытых осушительных каналов не представляет интереса. После исследований оросительных каналов в западных Штатах США Фортьер и Скоби (1926) рекомендовали допустимые скорости, указанные в таблице 23.

В тех случаях, когда песок содержит наносы, которые, отлагаясь, способствуют устойчивости русла, приведенные в таблице скорости могут быть превышены. Если поток транспортирует наносы, вызывающие размыв откосов и дна, или если канал имеет много поворотов, то эти скорости должны быть уменьшены. При глубине наполнения канала свыше 0,91 м (3 фута) Фортьер и Скоби допускают скорости, которые на 0,15 м в секунду больше, чем для глубин меньше 0,91 м. Более глубокая теоретическая трактовка задачи проектирования устойчивых форм каналов дается Брауном (1950, стр. 804—806). Хотя отдельные коэффициенты в его формуле скорости (уравнение 21, стр. 806) трудно оценить в количественном отношении, его выводы основываются на верных предпосылках и являются ценным вкладом в теорию этого вопроса.

По данным Раби (1938), существуют три теории движения частиц грунта в воде. Первая теория основывается на влиянии скорости течения воды на частицы, вторая — на сопротивлении, которое вызывается трением, обусловленным действием ложа канала или влекущей силой, вызывающей движение частиц. Третья теория основывается на разности давления на верхнюю и ниж-

Таблица 23

Предельные скорости по Фортьеру и Скоби (влекущие силы в прямых старых каналах по Ленцу, 1953)

Тип грунта	n	В воде, свободной от взвешенных наносов		В воде, транспортирующей мелкие наносы	
		скорость, м/сек	влекущая сила, кг/м²	скорость, м/сек	влекущая сила, кг/м²
Тонкий коллоидальный песок . .	0,020	0,45	0,13	0,76	0,36
Песчаная неколлоидальная глина	0,020	0,53	0,18	0,76	0,36
Иловатая глина неколлоидальная	0,020	0,60	0,23	0,91	0,53
Аллювиальный ил неколлоидальный	0,020	0,60	0,23	1,06	0,73
Обыкн. плотная глина . .	0,020	0,76	0,36	1,06	0,73
Вулкан. пепел	0,020	0,76	0,36	1,06	0,73
Тяжелый суглинок сильно коллоидальный . .	0,025	1,14	1,2	1,52	2,24
Аллювиальный ил коллоидальный	0,025	1,14	1,2	1,52	2,24
Глин. сланцы	0,025	1,82	3,3	1,82	3,27
Мелкий гравий	0,020	0,76	0,36	1,52	1,56
Отсортированная глыбистая глина неколлоидальная	0,030	1,14	1,85	1,52	3,22
Ил коллоидальный	0,030	1,22	2,09	1,67	3,90
Крупный гравий	0,025	1,22	1,46	1,82	3,27
Булыжник и галька	0,035	1,52	4,44	1,67	5,37

нюю грань частицы (эта разность обусловлена разностью скоростей)[1].

В 1950 г. Комитет мелиорации США начал проводить исследования, основанные на теории влекущей силы, с целью получения данных для проектирования неукрепленных русел каналов. Влекущая сила равна и по направлению противоположна силе, с которой русло действует на поток. В канале с постоянным сечением и уклоном при равномерном потоке вода находится в состоянии установившегося равномерного движения (без ускорения),

[1] В СССР получило значительное развитие изучение устойчивости русел и движения наносов (см., например, М. А. Великанов, Динамика русловых потоков, т. 1 и 2, Гостехтеориздат, М., 1954, 1955; В. И. Гончаров, Основы динамики русловых потоков, Гидрометеоиздат, Л., 1954; И. И. Леви, Динамика русловых потоков, Госэнергоиздат, М.—Л., 1957; В. М. Маккавеев, Труды Гос. гидрол. ин-та, вып. 10, 1963, и др. работы). В связных грунтах размывающие скорости изучал Ц. Е. Мирцхулава (Нормы проектирования неразмывающих скоростей, изд. МСХ СССР, М., 1962).— *Прим. ред.*

так как сила, препятствующая движению, равна силе, вызывающей движение. Влекущая сила на единицу длины канала определена Лейном (1953) следующим образом[1]:

$$F = wdsr, \qquad (I,4)$$

где F — влекущая сила на единицу длины;
w — удельный вес воды;
d — глубина потока;
s — гидравлический уклон;
r — отношение влекущей силы, необходимой для возникновения движения несвязного грунта на откосе канала, к силе, которая требуется для возникновения движения того же грунта на горизонтальной поверхности. Для бесконечно широкого канала при постоянной глубине это отношение равно 1. Это отношение будет меньше 1 на откосе канала, так как благодаря силе тяжести частица имеет тенденцию к скатыванию или скольжению вниз по откосу.

Для несвязных грунтов отношение r определяется через значения угла естественного откоса грунта и угла наклона стенки канала (одной из сторон этих углов является горизонталь). Для упрощения исследований Лейн (1953) подразделил грунты на 3 категории: 1) крупнозернистые несвязные; 2) мелкозернистые несвязные; 3) связные. Для анализа каждой из этих трех групп требуются различные методы. Хотя эти исследования еще продолжаются, полученных данных достаточно для оценки предельной влекущей силы для крупно- и мелкозернистых несвязных грунтов (но не для связных материалов).

Величины предельной влекущей силы, приведенные в таблице 23, для мелкозернистого несвязного и связного грунта рассчитаны на основе допустимых скоростей, рекомендованных Фортьером и Скоби (1926). Подсчет произведен при определенном коэффициенте шероховатости, а также при определенных размерах и форме канала. Данных для оценки влекущей силы для связных грунтов еще не получено, за исключением данных, определяемых по допустимым скоростям из таблицы 23.

2. Поперечное сечение канала. Размеры открытого канала определяются скоростью и расходом. Типичное поперечное сечение открытого канала показано на рисунке 135. В большинстве случаев сечение канала имеет трапецеидальную форму, как показано на рисунке 135. Глубина канала должна обеспечить отвод

[1] Данные по «влекущей силе» (критической) для осушительных каналов и регулируемых рек можно найти в работе А. Ф. Печкурова «Устойчивость русла регулированных рек», изд. Белорусск. Акад. наук, Минск, 1960.— *Прим. ред.*

поверхностных вод и сброс из закрытого дренажа (там, где это необходимо). Минимальная глубина канала обычно принимается равной 4—6 футам (1,2—1,8 м), включая и 25%-ный запас сверх проектной глубины. В торфяниках и илистых почвах следует учитывать осадку. Во многих случаях проектная глубина может быть ограничена уровнем воды в реках, озерах и в других источниках, а также топографическими условиями. Минимальная глубина дрен на орошаемых площадях должна быть не менее 1,83 м (6 футов).

Заложение откосов канала зависит от структуры грунта и устойчивости откосов.

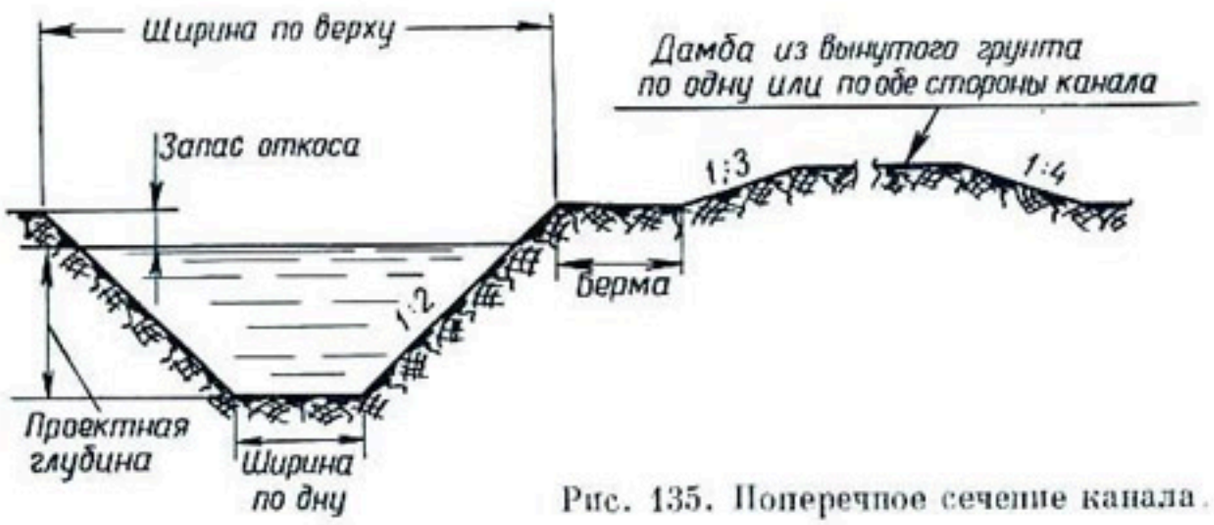


Рис. 135. Поперечное сечение канала.

Этчеверри (1931) пишет, что заложение откосов может изменяться от вертикального (для торфяных грунтов) до уклона, равного 1 : 3 (для песчаных грунтов). Для глубоких каналов заложения откосов должны быть несколько больше, чем для мелких каналов. Для крупных проектов исследование грунтов должно быть проведено более детально. Принципы механики грунтов, рассмотренные Спэнглером (1951), применимы и для проектирования устойчивых откосов. Срезывающие усилия в грунте откосов должны быть меньше, чем сопротивление этого грунта сдвигу, и запас прочности должен соответствовать прочности различных почв. Срезывающие усилия могут быть рассчитаны для данного откоса, если известны сцепление, плотность (удельный вес) и угол внутреннего трения грунта.

Как показано на рисунке 135, заложение откосов кавальеров должно быть не менее 1 : 3 со стороны канала и 1 : 4 с противоположной стороны. Желательно кавальеры разравнивать так, чтобы площадь, прилегающая к каналу, могла возделываться вместе с остальным полем. Кавальеры могут быть сделаны с одной или двух сторон канала, в зависимости от типа землеройного обо-

рудования и от размеров канала. Там, где кавальер служит в качестве дамбы для предохранения территории от затопления, через кавальер могут быть проложены трубы для отвода поверхностной воды с прилегающей площади или в кавальере могут быть сделаны просветы [1], где это необходимо. Ширина бермы (расстояние от бровки канала до кавальера) должна быть не менее 3,0 м. Эта ширина изменяется в зависимости от глубины канала и от заложения откосов. На некоторых площадях, где откосы достаточно устойчивы, выкопанный грунт укладывается на бровку канала (берма отсутствует).

Минимальная ширина дна открытых каналов [2] должна быть равна 1,22 м. Ширина по дну определяется после определения глубины, гидравлического уклона и заложения откосов для данного расхода. Каналы, у которых ширина по дну больше указанной минимальной ширины, часто делают для того, чтобы лучше использовать имеющиеся машины и предохранить каналы от уменьшения пропускной способности вследствие их заиления.

§ 3. Предварительная трассировка

Трассировка открытых каналов требует большого практического опыта, хорошей теоретической подготовки и тщательного изучения местных условий. Там, где возможно, каналы должны устраиваться прямолинейными, но при необходимости изменения направления закругление должно быть плавным, чтобы предотвратить размыв откосов и дна. На больших каналах или небольших каналах с крутым заложением откосов радиус закругления должен быть больше, чем на каналах с малым расходом или с относительно большим заложением откосов (пологие откосы). При трассировке каналов необходимо учитывать следующее:

1. Каналы должны быть расположены вдоль границы землепользования главным образом для удобства обработки земли. Размеры и форма полей должны обеспечивать эффективную работу машин. В результате неправильной трассировки могут образоваться небольшие участки земли неправильной формы, отрезанные каналом.

2. Трассу канала следует намечать с использованием естественных водотоков и понижений рельефа с целью уменьшить объем земляных работ и снизить их стоимость. Нередко оказывается экономичным спрямление и использование старых каналов.

[1] Так называемые «воронки» для поступления поверхностных вод с осушаемой территории в канал.— *Прим. ред.*

[2] В СССР минимальная ширина по дну для магистральных осушительных каналов принимается равной 0,40 м.— *Прим. ред.*

3. Стоимость полосы отчуждения может оказать большое влияние на выбор трассы.

4. Прямолинейная трасса часто оказывается самой дешевой.

5. Трасса должна выбираться так, чтобы она обходила неустойчивые грунты.

При впадении канала второго порядка в канал первого порядка угол пересечения этих каналов должен быть таким, чтобы не разрушались откосы, не образовывались вымоины и не отлагались наносы.

Согласно Пикельсу (1941, стр. 205), угол пересечения должен равняться примерно 30°. Этот угол может быть получен постепенным закруглением канала низшего порядка при впадении его в канал более высокого порядка.

§ 4. Вспомогательные сооружения

На открытых каналах имеются два основных типа сооружений: 1) сооружения для регулирования степени осушения путем поддерживания горизонтов воды в каналах на требуемой высоте и 2) сооружения, служащие для обеспечения постоянных уклонов в канале с целью предотвращения размыва. Нормы проектирования таких сооружений приводятся в технических указаниях Службы охраны почв и в работе Фриверта и др. (1955). Основными сооружениями, предотвращающими размыв каналов, являются перепады, водосбросы и быстротоки. Все сооружения на открытых каналах должны быть рассчитаны на такие же расходы воды, на какие рассчитаны и сами каналы. Фильтрация в обход этих сооружений и под их основанием является проблемой исследований главным образом при устройстве каналов в торфянистых и рыхлых грунтах.

Одним из обычных методов регулирования уровня воды ниже водорегулирующих сооружений является использование подвижных щитов на гребне водослива. Водорегулирующие сооружения часто необходимы при осушении органических почв. В таких почвах горизонт воды должен поддерживаться, в зависимости от возделываемых культур, на глубине 0,15—1,20 м, считая от поверхности земли.

§ 5. Постройка каналов

При проектировании каналов должны учитываться мощность и возможности землеройного оборудования. Существуют два метода устройства открытых каналов: 1) с помощью машин

и 2) взрывным способом[1]. Обычно взрывной способ используется только на участках, трудно доступных для механизмов вследствие сильной увлажненности. Обычно более экономичным и практичным является применение землеройных машин.

На рисунке 136 показано различное землеройное оборудование. Основными машинами являются следующие: колесный экскаватор

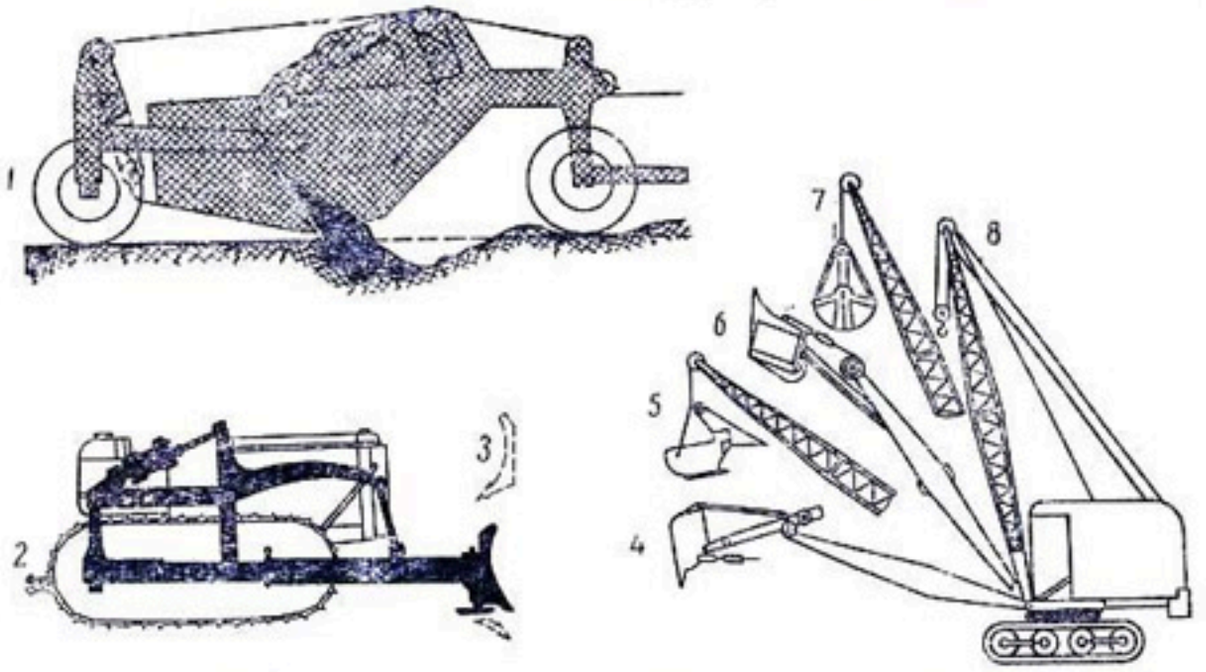


Рис. 136. Машины для выемки грунта при строительстве открытых каналов:

1 — скрепер; *2* — бульдозер; *3* — задний отвальный нож; *4* — обратная лопата; *5* — драглайн; *6* — прямая лопата; *7* — грейфер; *8* — кран.

(для рытья траншей), драглайн (скребково-ковшовый экскаватор), обратная лопата, прямая лопата, профильный экскаватор, лопастной грейфер, грейфер-элеватор, бульдозер (оборудованный также и задним отвалом), скрепер, гидравлическая землечерпалка и грейфер. Подробные сведения об этих машинах приводятся в справочниках и брошюрах фирм, изготавливающих это оборудование[2].

§ 6. Эксплуатация открытой сети

Для нормальной эксплуатации осушительных каналов необходимо их своевременно ремонтировать. Роу и Эйрес (1954, стр. 214)

[1] Опыт применения взрывных работ при выполнении открытых коллекторов в Азербайджанской ССР показал на неприемлемость его для мелкоземлистых грунтов, ввиду их уплотнения при взрыве и почти полной потере фильтрационных свойств.— *Прим. ред.*

[2] См., например, И. И. Знаменский, Организация и механизация гидромелиоративных работ, Сельхозгиз, 1960; Н. К. Фенин и В. Г. Ясинецкий, Организация и технология гидромелиоративных работ, Сельхозиздат, М., 1963.— *Прим. ред.*

установили, что даже крупные осушительные каналы без ремонта часто выходят из строя в десятилетний срок. В результате плохого ухода за каналами понижается осушительный эффект, а очистка таких каналов нередко стоит столько же, сколько устройство новых.

Основным недостатком открытых каналов является их заиление, зарастание и разрушение. Заиление может быть уменьшено путем задержания илистых частиц на водоразделах и путем правильного использования земли. Отводные каналы и отстойники служат хорошим средством уменьшения заиления.

Растительность в канале можно уничтожать путем опрыскивания ядохимикатами, корчевки и очистки, окашивания и сжигания.

В последнее время химические методы борьбы с растительностью, например опрыскивание препаратом 2,4-D, широко заменяют более дорогую раскорчевку и очистку вручную. Эванс (1950), Эванс и др. (1948) разработали руководство по борьбе с водной растительностью и сорняками на каналах с помощью ядохимикатов. Размыв откосов и дна каналов не так опасен, как заиление или сильное зарастание. Разрушение откосов на поворотах можно предотвратить путем устройства больших заложений откосов, за счет посева трав, с помощью устройства отмостки и т. д. Следует также учитывать уменьшение скорости потока на повороте канала у внутреннего откоса. Размыв каналов можно предотвратить путем устройства перепадов для уменьшения скорости потока. Подробные указания по эксплуатации открытых каналов опубликовали Роу и Эйрес (1954), Фриверт и др. (1955) [1].

2. ЗАКРЫТЫЙ ДРЕНАЖ

Основными материалами для изготовления дренажных труб являются глина и бетон. Дрены можно также изготавливать из рифленых металлических, битумно-волокнистых и пластмассовых труб. Качество гончарных и бетонных труб будет рассматриваться довольно подробно в главе 4. Обычно трубы делают большой длины и перфорируют, чтобы обеспечить поступление в них воды. Металлические трубы применяются только в особых случаях, например под дамбами или шоссейными дорогами, где трубы находятся под большой нагрузкой, а также в устьях дрен. Швэб (1955) пишет, что для дренажа можно исполь-

[1] См. В. М. Зубец, Содержание и ремонт осушительных систем, изд. «Урожай», Минск, 1963.— *Прим. ред.*

зовать полиэтиленовые трубы диаметром не более 51 мм с толщиной стенки 1,7 мм. Вследствие малой пропускной способности эти трубы могут быть использованы только при уклонах более 0,5%. Длина их зависит от величины уклона и расстояния между дренами. Способы изготовления, транспортировки и укладки этих труб нуждаются в дальнейшем усовершенствовании[1]. Битумно-волокнистые и пластмассовые трубы следует применять в тех случаях, когда они оказываются более экономичными в сравнении с гончарными или бетонными трубами. Кроме дренажных труб указанных типов известна еще труба из тонкого металла. Эта труба изготавливается из полосы стали, которая «вдавливается» в почву. Метод производства таких труб был разработан еще до второй мировой войны в Германии. Известен также метод производства непрерывной бетонной трубы, изготавливаемой машиной, подобной кротовому плугу. Эти дренажные трубы не нашли широкого применения в практике.

§ 1. Схема расположения дрен

Выбор схемы расположения дрен зависит от размера осушаемой площади, т. е. от того, будет ли осушаться вся площадь одновременно или небольшими участками. Для равномерного осушения больших площадей обычно применяются схемы «решетка» и «елочка», но часто требуется комбинировать эти схемы. При выборочном осушении укладку труб производят там, где это требуется, не придерживаясь никакой схемы укладки.

§ 2. Сброс воды из дрен

Сброс воды из дрен осуществляется двумя способами: самотеком и путем откачки. Самотечный сброс осуществляется в каналы, озера, реки, поглощающие колодцы и т. д. На рисунке 137 показано несколько типов устьев дрен. При выходе дрены в открытый водоем устье ее рекомендуется оформлять в виде металлической трубы длиной 4,5 м, установленной на 0,3 м выше нормально-

[1] В СССР в настоящее время создана машина для бестраншейной укладки пластмассового дренажа (Мещерская ЗОМС, ВНИИГиМ — см. статью В. И. Антонова в журнале «Гидротехника и мелиорация» № 8, 1961 г.); при строительстве глубокого дренажа для борьбы с засолением орошаемых земель начали применять перфорированные пластмассовые трубы (Главголодностепстрой, Узбекская ССР).— *Прим. ред.*

го уровня воды в водоеме. Поглощающие скважины применимы лишь в условиях хорошо фильтрующих подстилающих грунтов. Подстилающие грунты, которые имеют хорошую фильтрационную способность и могут быть использованы для сброса воды из дрен, в практике встречаются весьма редко.

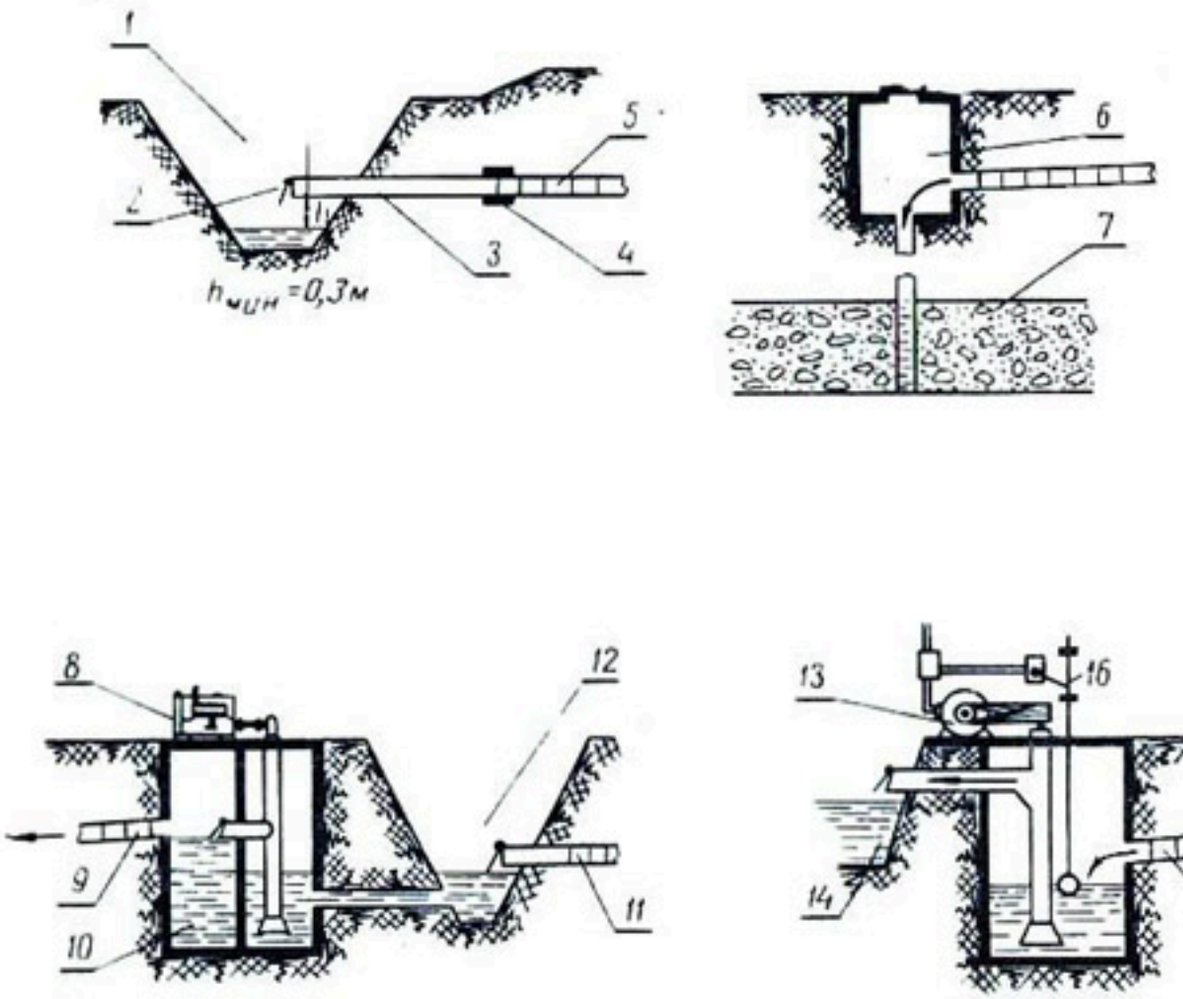


Рис. 137. Водовыпуски из гончарных дрен:

1 — естественный канал, открытая дрена или озеро; *2* — створчатый щит (клапан); *3* — металлическая труба; *4* — бетонное кольцо; *5* — гончарная дрена; *6* — отстойный колодец; *7* — пористый грунт; *8* — двигатель внутреннего сгорания с ременной или зубчатой передачей (управление ручное); *9* — водовыпуск; *10* — отстойник; *11* — впускная дрена; *12* — открытый канал; *13* — электродвигатель; *14* — канал; *15* — впускная дрена; *16* — автоматическое управление.

Как показано на рисунке 137, насосные установки должны иметь резервную емкость в виде водосбросного колодца или открытого канала. При автоматическом регулировании, осуществляемом насосным агрегатом, необходима меньшая емкость, чем при ручном регулировании. Наиболее пригодными являются пропеллерные или винтовые насосы, обеспечивающие откачку больших расходов при малых напорах. При более высоких напорах могут применяться центробежные или турбинные насосы. Электродвигатели и двигатели внутреннего сгорания могут

соединяться с насосами через ременную или зубчатую передачу, а также непосредственно с валом насоса.

Весьма экономичными являются насосные установки, в которых вал электродвигателя, имеющего автоматическое регулирование, соединяется непосредственно с валом насоса. Данные по проектированию и эксплуатации крупных насосных установок в долине реки Миссисипи приводятся в работе Саттона (1950).

§ 3. Выбор коэффициента осушения

Коэффициент осушения зависит от количества воды, которое надо отвести, от глубины закладки дрен и расстояния между ними, а также от водопроницаемости почвы. Этот коэффициент следует выбирать таким образом, чтобы отводимые избыточные воды не причиняли значительного ущерба возделываемым культурам. Во влажных районах этот коэффициент обычно колеблется в пределах от 0,6 до 2,5 см в сутки. По данным Уэра (1949), в орошаемых районах коэффициент осушения находится в пределах от $^1/_{10}$ до $^1/_2$ количества подаваемой воды.

Количество воды, которое необходимо отвести, в значительной степени зависит от величины осушаемой площади. Если поверхностный сток улавливается открытой сетью, которая подает воду в трубы, то осушаемая площадь определяется водоразделом (водосборной площадью) даже в тех случаях, когда трубы заложены не на всей площади водосбора. Если открытая сеть отсутствует, то за расчетную площадь следует принимать площадь, по которой уложены дрены. В орошаемых районах сток будет определяться площадью орошения, но при этом должна учитываться фильтрация из других источников.

§ 4. Уклон и диаметр дрены

После определения коэффициента осушения и площади, подлежащей дренированию, должны быть подобраны трубы такого диаметра, который бы обеспечил сброс воды при проектном уклоне. Ярнелл и Вудворд (1920), основываясь на обширных экспериментальных данных, пришли к выводу, что формула скорости Маннинга, в которой коэффициент шероховатости для труб из бетона и глины равен 0,0108, довольно надежна. Эта величина получена при исследовании труб диаметром 30,5 см. Трубы испытывались в идеальных условиях, которые довольно редко имеют

место в действительности. Эти авторы установили, что коэффициент шероховатости может быть увеличен до 0,02 в тех случаях, когда трубы уложены не строго по прямой линии. Более подробно вопрос о коэффициенте шероховатости изложен у Пикельса (1941) и у Роу и Эйреса (1954). Значения величины n для других видов дренажных труб приведены в пособиях по гидравлике, например в книге Кинга (1954) [1]. Для перфорированных труб влияние перфорации для средних и высоких чисел Рейнольдса может быть определено по формуле Амброза (1954):

$$\Delta f = 0{,}041k, \quad (k < 0{,}4), \tag{I,5}$$

где Δf — изменение коэффициента сопротивления Дарси-Вейсбаха (этот коэффициент изменяется прямо пропорционально потере напора на трение);

k — отношение площади отверстий перфорации ко всей площади перфорированной трубы.

Это уравнение действительно для гладких труб, в которых сделана перфорация. Отверстия с заусенцами могут увеличить сопротивление в 20 раз. По данным Рауза (1942, стр. 218), коэффициент n Маннинга может быть выражен через коэффициент Дарси-Вейсбаха следующим образом[2]:

$$n = 1{,}486R^{\frac{1}{6}}\left(\frac{f}{8g}\right)^{\frac{1}{2}}, \tag{I,6}$$

где R — гидравлический радиус;

g — ускорение силы тяжести.

Уклон дренажной трубы должен быть максимально возможным, за исключением тех случаев, когда труба рассчитана на работу полным сечением или когда она прокладывается в неустойчивом грунте. Для работы трубы полным сечением уклон 2—3% является вполне приемлемым. По данным Фриверта и др. (1955), минимальный уклон колеблется в пределах от 0,15% для труб диаметром 10,2 см до 0,05% для труб диаметром 30,5 см. Например, если принять, что $n = 0{,}013$ и скорость составляет 0,3 м/сек

[1] См. также И. И. Агроскин, Г. Т. Дмитриев, Ф. И. Пикалов, Гидравлика, Госэнергоиздат, 1954; Р. Р. Чугаев, Гидравлика, Госэнергоиздат, 1963.— *Прим. ред.*

[2] При пользовании формулами (I,5) и (I,6) следует иметь в виду, что упоминаемый здесь коэффициент Дарси-Вейсбаха f тождествен применяемому в отечественной литературе коэффициенту гидравлического трения λ, причем для квадратичной области сопротивлений $\lambda = \frac{8g}{C^2}$, где C — коэффициент Шези; множитель 1,486 в формуле (I,6) объясняется переводом метров в футы: $(0{,}3048)^{-\frac{1}{3}} = 1{,}486$.— *Прим. ред.*

(при полном наполнении дрены), то минимальный уклон для дренажных труб диаметром 2,5; 5 и 7,5 см соответственно будет равен 1,3; 0,5 и 0,3%. Иногда при определении минимального уклона за основу принимается скорость 0,45 м/сек при работе дрены полным сечением. При отсутствии наносов удовлетворительно будут работать и трубы, уложенные горизонтально, однако укладка дренажных труб без уклона не практикуется. Обычно трубы укладывают с уклоном не менее 0,2%.

Стандартные размеры внутренних диаметров дренажных труб в США составляют 4, 5, 6, 8, 10, 12, 15, 18, ... дюймов (10,2; 12,7; 15,2; 20,3; 25,4; 30,5; 38,1; 45,7;... см). Минимальный внутренний диаметр дренажных труб, применяемых в США, составляет 4 дюйма (10,2 см), в Европе — 2 дюйма (5,1 см). С целью предотвращения заиления во многих штатах рекомендуют применять трубы с минимальным диаметром 5 и 6 дюймов (12,7 и 15,2 см), особенно при укладке их с малыми уклонами в органических почвах, которые могут дать осадку. Для определения размера трубы приравняем расход трубы $Q = av$ проектному стоку с осушаемой площади:

$$av = (DC)\,A,$$

где a — площадь поперечного сечения трубы (кв. футы);
v — скорость потока (футы/сек);
DC — коэффициент осушения (дюймы/сутки);
A — осушаемая площадь (акры).

Используя формулу Маннинга (для скорости), где $n = 0{,}0108$, и выражая площадь a через внутренний диаметр трубы d, а проектный сток — в куб. футах/сек, получим написанное выше уравнение в следующем виде:

$$\frac{\pi d^2 \cdot 1{,}486 \cdot s^{0,5}}{4 \cdot 0{,}0108}\left(\frac{d}{4}\right)^{2/3} = \frac{DC \cdot 43560 \cdot 1}{12 \cdot 60 \cdot 60 \cdot 24},$$

где s — гидравлический уклон.

После преобразования имеем:

$$d = 0{,}892\,(DC)^{0,375} A^{0,375} s^{-0,1875}. \qquad (I,7)$$

Такой метод определения размера труб нашел широкое применение в США. В Нидерландах Виссер (1954) для определения диаметра труб предложил формулу, которая после преобразования будет выглядеть следующим образом:

$$d_m = 0{,}0209\,(DC_m)^{0,375} A_m^{0,375} s^{-0,208}, \qquad (I,8)$$

где d_m — внутренний диаметр дрены (см);
DC_m — коэффициент осушения (мм/сутки);
A_m — осушаемая площадь (м²).

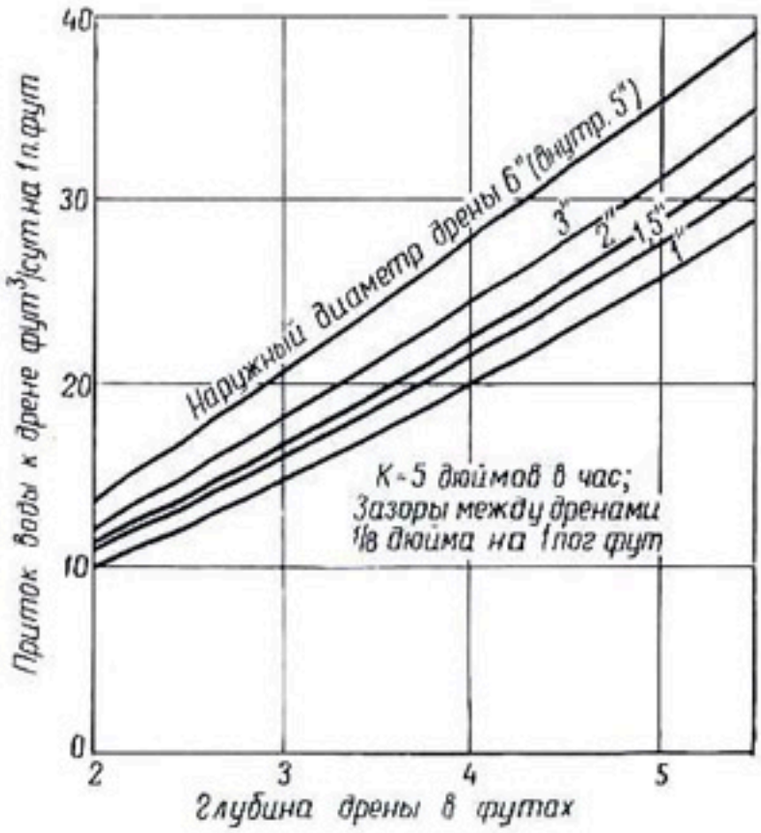


Рис. 138. Зависимость притока воды от диаметра дрены по данным Киркхема (1949, 1950).

Приняв коэффициент осушения равным $^1/_2$ дюйма (1,25 см), осушаемую площадь — равной 6 акрам (2,43 га), а уклон — 0,1%, убедимся, что диаметр трубы, рассчитанный по уравнению (I,8), составит 3,9 дюйма (9,9 см), а рассчитанный по уравнению (I,7) — 5 дюймов (12,7 см). Таким образом, уравнение (I,7), используемое в США, дает диаметр, который на 28% больше диаметра, получаемого по уравнению (I,8). При бо́льших уклонах разница получается еще значительней: например, в случае указанных выше данных при уклоне 1% она составит около 32%.

После подсчета диаметра трубы по уравнению (I,7) берется ближайший больший диаметр из имеющихся стандартных размеров. Ярнелл и Вудворд (1920) составили номограмму для определения размера дрен, которая значительно упрощает расчеты.

На рисунке 138 показано, как влияет диаметр труб, заложенных на глубину от 0,6 до 1,6 м в насыщенный грунт, на расход дренажного стока. Приток к дрене был определен из уравнения (I,9) при зазоре между дренажными трубами длиной 0,3 м, равном 3,1 мм. Если отверстия в перфорированных дренажных трубах будут вызывать такое же сопротивление для потока, как и зазор величиной 3,1 мм, то этими графиками можно пользоваться и в случае перфорированных труб. Влияние перфорации исследовали Швэб и Киркхем (1951). Уменьшение притока в дрены

диаметром 5,1 и 7,6 см составляет соответственно 12,5 и 18,6% по сравнению с притоком в трубу диаметром 12,7 см (внешний диаметр трубы равен 15,2 см). В полевых условиях поверхность грунтовых вод обычно находится близко к дрене и уменьшение притока бывает менее значительным.

§ 5. Перфорация дренажных труб и зазоры между ними

Для обеспечения приема воды делаются отверстия в дренах или зазоры между трубами (иногда отверстия и зазоры используются вместе). Бетонные и гончарные дренажные трубы диаметром 15,2 см и меньше делаются обычно длиной 0,3 м. Размеры зазоров обеспечиваются при укладке труб и благодаря шероховатости их торцов. Перфорация металлических, битумно-волокнистых и пластмассовых труб обычно выполняется в виде круглых отверстий. В некоторых местах применяются гончарные перфорированные трубы.

1. Зазоры между трубами. Теоретический приток воды в гончарные дрены через зазоры, определенный Киркхемом (1950) и Дутцем (1950), подсчитывается по следующей формуле:

$$Q = \frac{2\pi k\,(t + d - r)}{\ln \frac{2d}{r} + \frac{2s^2}{rc\pi^2} \cdot \frac{S_1 + S_2}{2}}, \qquad (I,9)$$

где Q — приток воды на единицу длины дрены;
k — коэффициент фильтрации;
t — высота слоя скопившейся воды на поверхности земли;
r — наружный радиус трубы;
s — сумма половины длины трубы и половины ширины зазора[1];
c — половина ширины зазора;
S_1 и S_2 — суммы (ряды), определенные и табулированные Киркхемом (1950).

На рисунке 139 показана зависимость[2] относительного притока (т. е. отношения притока через зазоры к притоку в совершенно открытую полость дрены) от величины зазора между торцами дренажных труб диаметром 7,6 и 15,2 см. Приток к дренажной трубе, обложенной гравием, будет таким, как и при-

[1] На рис. 139 величина s принята вдвое большей.— *Прим. ред.*

[2] Следует иметь в виду, что здесь рассмотрен *частный* случай работы дренажа при затопленной поверхности почвы; его результаты нельзя распространять на другие схемы работы дренажа.— *Прим. ред.*

ток к открытой трубе $\left(\frac{Q}{Q_0} = 1{,}0\right)$, так как сопротивление гравия потоку ничтожно мало. Можно считать, что при увеличении зазора вдвое приток к дрене возрастает на 10%. Дутц (1950) обосновал теоретические выкладки Киркхема с помощью трехмерного электрического аналога. Он также нашел, что в зазоре шириной 3,1 мм 50% напора теряется на расстоянии 2,5 мм, считая от наружной стороны зазора. Этот факт говорит о том, что проницаемость грунта вблизи стыка оказывает большое влияние на приток. Для проверки этой теории были проведены полевые опыты в почве с малой водопроницаемостью при зазорах

Рис. 139. Зависимость между относительным притоком в дрены и величиной зазоров. По теоретическим расчетам Киркхема (1950).

между трубами с гравийной засыпкой, равных 9,3; 3,1 и 0,8 мм. Исследования, проводимые в течение года, показали, что зазор 9,3 мм был слишком большим, так как в грунте вокруг дрены образовались пустые полости, грунт из которых проник в дрену. Дренажные трубы, обложенные гравием, засорялись грунтом меньше, чем трубы уложенные с зазором 3,1 мм, но без гравия. В настоящее время проводятся дальнейшие исследования этого вопроса.

Величина зазора, которая обычно рекомендуется для труб, составляет от 3,1 до 6,2 мм в устойчивом грунте (в неустойчивом грунте рекомендуют устанавливать трубы вплотную). Как видно из графиков на рисунке 139, при увеличении зазора выше 3,1 мм приток увеличивается незначительно. На практике трубы укладывают как можно плотнее, но вследствие неровности торцов гончарных и бетонных труб получаются зазоры шириной от 0,8 до 3,1 мм.

2. Перфорация дренажных труб. Теоретический приток в дренажную трубу с круглыми отверстиями, определенный Киркхемом и Швэбом (1951), выражается формулой

$$Q = \frac{4k\,(t + d - r)}{C + \ln\,(2\,d/r)}, \qquad (I,10)$$

где C — постоянная величина, зависящая от радиуса отверстий и расстояния между ними, а также от радиуса дренажной трубы.

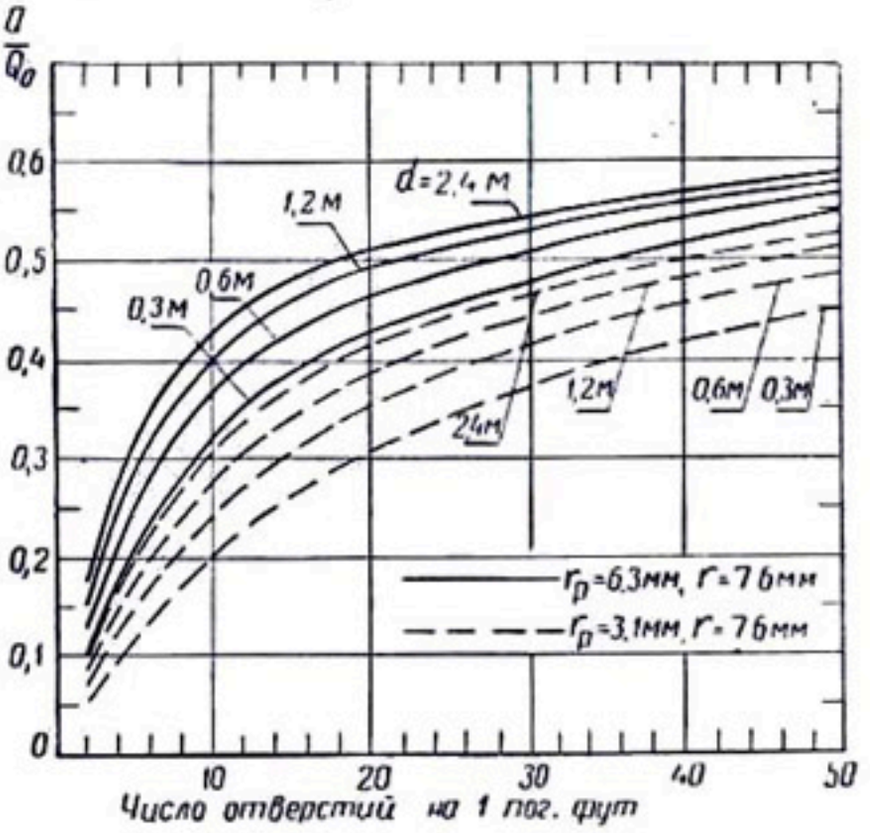


Рис. 140. Зависимость относительного притока от перфорации дренажных труб:
d — расстояние от поверхности земли до центра дрены; r_p — радиус отверстий; r — наружный радиус дрены. По данным Швэба и Киркхема (1951).

На рисунке 140 показан относительный приток (отношение притока в перфорированную дренажную трубу к притоку в совершенно открытую полость дрены) в трубу диаметром 15,2 см.

При бо́льших глубинах закладки дрен перфорация оказывает меньшее влияние на приток воды, чем при меньших глубинах. Уравнение (I,10) было обосновано теоретически Швэбом и Киркхемом (1951), но его правильность опытами в полевых условиях еще не подтверждена. Энгелунд (1953) предложил более простое уравнение для определения влияния перфорации на приток. Его расчеты дают несколько меньший приток по сравнению с прито-

ком, рассчитанным по Швэбу и Киркхему. Хотя максимальный диаметр отверстий, при котором грунт не попадает в дрены, экспериментально не определялся, было установлено, что он раза в два больше допустимого зазора между трубами.

§ 6. Нагрузка на дренажные трубы

Нагрузка на дренажные трубы обусловливается весом грунта, а также весом различных машин, транспортных средств и т. п. При закладке труб на небольшую глубину их прочность рассчитывается по величине сосредоточенной нагрузки, в то время как при глубокой закладке труб первостепенное значение придается давлению грунта. Теорию нагрузок, действующих на подземные трубопроводы, разработал Марстон в колледже штата Айова, где на протяжении более чем 40 лет ведутся исследования по этому вопросу. Этот вопрос подробно разработан Спэнглером (1951), Фривертом и др. (1955), ван Шилфгарде и др. (1951), поэтому в этой статье будут изложены лишь основные положения[1].

При анализе нагрузок подземные трубопроводы подразделяются на траншейные, сбросные напорные и всасывающие трубопроводы [см. Спэнлер (1951, стр. 410)]. Гончарные дрены, уложенные в траншею, чаще всего относятся к типу траншейных и напорных сбросных трубопроводов. Когда ширина траншеи незначительно превышает внешний диаметр гончарной трубы, создаются условия, характерные для трубопроводов, уложенных в траншею. Хотя гончарные дрены редко являются напорными трубопроводами, все же когда траншея в 2—3 раза шире внешнего диаметра гончарной трубы, возникают нагрузки, которые имеют место в сбросных трубопроводах. Примером такого трубопровода служит дрена, уложенная непосредственно на поверхности почвы и покрытая грунтом (такова, например, дрена, проходящая через земляную дамбу).

При расчете нагрузки на дренажные трубы, уложенные в траншею, плотность засыпки считают меньшей, чем плотность нетронутого грунта: откосы траншеи препятствуют оседанию засыпки. В связи с тем, что часть веса засыпки благодаря силам трения воспринимается откосами траншеи, давление на трубу оказывается меньше веса засыпки, находящейся над трубой. В про-

[1] См. Г. К. Клейн, Расчет труб, уложенных в земле, Госстройиздат, 1957; А. М. Емельянов, О давлении грунта на подземные трубы, Доклады ТСХА, 74, 1962.— *Прим. ред.*

стейшем виде давление на трубопровод, уложенный в траншею, выражается формулой Марстона (1930):

$$W_c = C_d w B_d^2, \qquad (I,11)$$

где W_c — общая нагрузка на трубопровод;
C_d — коэффициент нагрузки;
w — объемный вес засыпки;
B_d — ширина траншеи на уровне верхней части трубы.

При проектировании трубопроводов условия нагрузки бывают весьма различными. Засыпка в середине траншеи, над трубопроводом, оседает меньше, чем по бокам дрены, поэтому нагрузка на трубопровод будет больше веса грунта, находящегося непосредственно над ним. Формула для расчета сбросного трубопровода по Марстону (1930) будет следующей:

$$W_c = C_c w B_c^2, \qquad (I,12)$$

где C_c — коэффициент нагрузки;
B_c — внешний диаметр трубопровода.

Коэффициенты нагрузки C_d и C_c являются функциями коэффициентов трения грунта, высоты засыпки, ширины траншеи и диаметра трубопровода. Эти коэффициенты подсчитываются по весьма сложным формулам, которые могут быть найдены в указанных выше работах. Из нагрузок, определенных по уравнениям (I,11) и (I,12), меньшая принимается за расчетную.

Дренажные трубы должны быть уложены так, чтобы нагрузка на них не превышала допустимой величины, определенной Американским обществом по испытанию материалов (1955). В тех случаях, когда стандартные трубы не выдерживают расчетных нагрузок, можно установить трубы повышенного качества или металлические трубы. Нагрузка на трубу может быть снижена путем уменьшения ширины траншеи. В траншеи шириной 41 и 46 см (16 и 18 дюймов) и меньше стандартные трубы и трубы повышенного качества укладываются на любую глубину. Допустимую нагрузку на дренажную трубу можно увеличить за счет соблюдения условий укладки. Условия укладки обычно выражаются фактором нагрузки, т. е. отношением прочности трубопровода при данных условиях укладки к прочности, определенной путем испытаний на трехгранной опоре. Коэффициенты нагрузки приводятся в указанных выше работах. Для трубы диаметром 25,4 см и менее большинство траншейных экскаваторов обеспечивают коэффициент нагрузки не менее 1,5. На основании полевых исследований днищ траншей, вырытых различными траншейными машинами, Шилфгарде (1951) установил, что коэффициенты нагрузки меняются в пределах от 0,9 до 2,5.

Концентрированные нагрузки, обусловленные давлением колес машин и сельскохозяйственных орудий, учитываются в редких случаях, так как дрены довольно редко укладываются на небольшую глубину. Фриверт и др. (1955) построили кривые для расчета концентрированных нагрузок на дрены стандартной длины.

§ 7. Расположение дрен и трассировка

При проектировании системы дрен предварительно необходимо тщательно исследовать местные условия и ознакомиться с данными наблюдений за предыдущие годы. Имеется несколько общих правил, которые могут служить руководством при трассировке: 1) производить сброс воды из дрен в наиболее удобном месте; 2) предусмотреть наименьшее количество устьев; 3) строить систему с короткими коллекторами и длинными регулирующими дренами; 4) где можно, использовать существующие уклоны; 5) придерживаться общего направления течения воды, особенно в коллекторах и регулирующих дренах на участках с большими уклонами; 6) выбирать трассы с минимальным объемом земляных работ; 7) дрены низшего порядка подводить к дренам более высокого порядка под углом 45° и более; 8) выбирать варианты с наименьшими затратами на строительство и эксплуатацию.

В проекте рекомендаций Комитета осушения при Американском обществе инженеров-мелиораторов сельского хозяйства указывается, что поворот трассы в горизонтальном направлении можно обеспечить одним из следующих способов: 1) постепенное закругление трассы по радиусу, который может быть обеспечен траншейной машиной при сохранении необходимого уклона; 2) постепенное закругление канала, однако радиус изгиба ни в коем случае не должен быть меньше 1,5 м; 3) использование стандартных колен и фитингов, позволяющих плавно изменять направление; 4) использование соединительных колодцев и смотровых отверстий.

Опыты с помощью моделирования, проводимые Службой сельскохозяйственных исследований и университетом штата Миннесота, показали, что угол между регулирующими дренами и магистральным коллектором не является важным фактором, так как потеря напора при разных углах незначительна. Регулирующие дрены должны подходить к коллектору в середине дренажной трубы. Для увеличения скорости течения и предотвращения заиления гончарных труб регулирующие дрены должны подходить к коллектору на 6—9 см выше него.

§ 8. Сооружения на дренажных системах

Для нормальной работы осушительной системы часто необходимы специальные сооружения, например закрытые приемники, поверхностные приемники[1], разгрузочные или вентиляционные колодцы, отстойники, соединительные колодцы и сооружения по контролю за уровнем воды. Схемы некоторых из этих сооружений приведены на рисунке 141. Подробные сведения о конструкциях указанных сооружений приводятся в трудах Государственной экспериментальной станции, а также в справочниках Службы охраны почв.

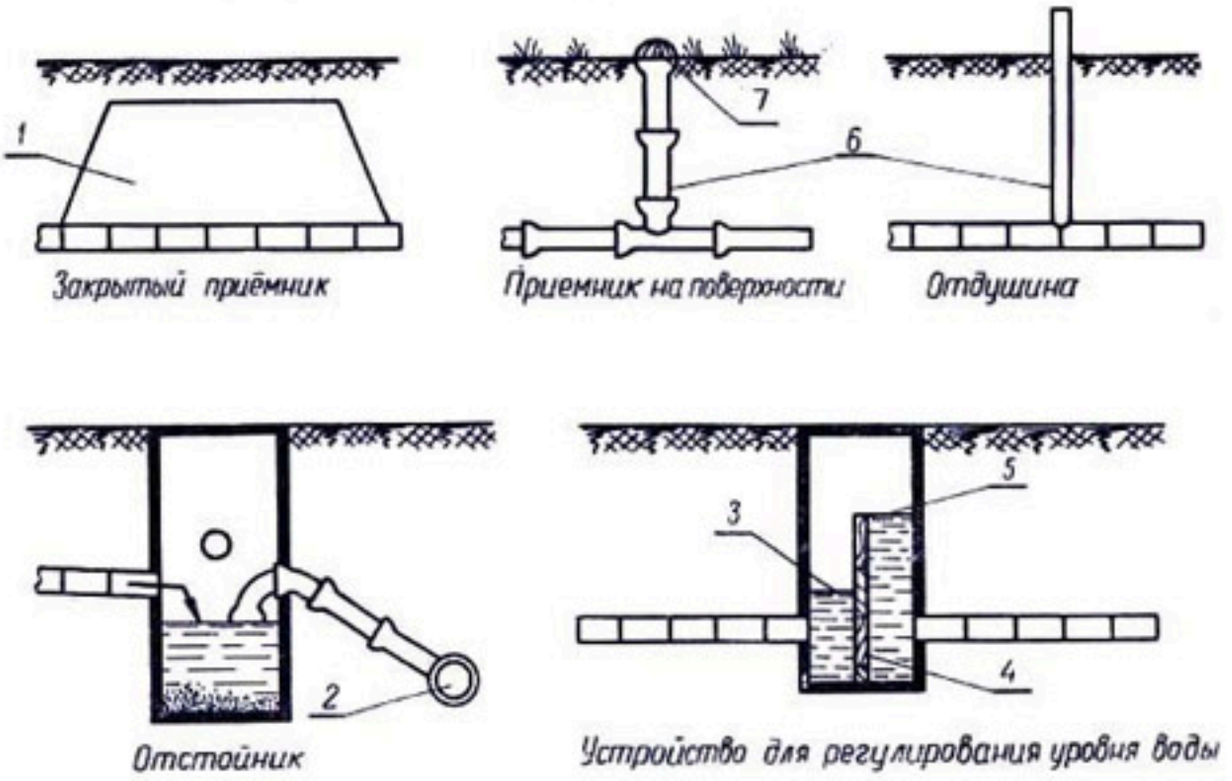


Рис. 141. Специальные устройства для гончарных дрен:

1 — пористая засыпка; *2* — выпускная дрена; *3* — нижний уровень воды; *4* — перегородка, *5* — верхний уровень воды; *6* — металлическая труба или дрена со втулочным соединением (конец одной трубы входит в раструб на конце другой трубы); *7* — защитная решетка.

При небольшом количестве поверхностных вод, подлежащих сбросу, и сильном заилении вместо поверхностных приемников целесообразно устраивать закрытые приемники. Преимущество закрытых приемников состоит в том, что они недороги и не мешают обработке почвы. По данным Киддера и Литла (1949), закрытые приемники, установленные в штате Иллинойс, вышли из строя после 2 лет эксплуатации. Эти приемники были сделаны из осколков гончарных труб, песка, гравия и стержней кукурузных початков. Поверхность почв, имеющих тенденцию к осадке и уплот-

[1] В СССР они называются иногда поглощающими устройствами.— *Прим. ред.*

нению, по возможности должна иметь постоянный растительный покров над закрытым приемником. Кин и Хорнер (1951) рекомендуют в качестве материала для засыпки труб, уложенных под дорогами, применять песок или другой материал из мелких фракций, но не гравий. Рекомендации по проектированию таких фильтров были разработаны Барбером и Сойером (1952). Дальнейшие исследования следует направить на увеличение срока службы и пропускной способности этих сооружений.

Поверхностные приемники пригодны для отвода поверхностного стока с помощью дренажных труб. Поверхность земли вокруг водоприемника должна быть одернована и обнесена специальной решеткой для предотвращения попадания мусора в трубы.

Чтобы предотвратить образование воздушных пробок, которые нарушают нормальную работу дрены, рекомендуется устраивать отдушины. Однако назначение и необходимость устройства отдушины являются дискуссионными вопросами, по которым мнения специалистов расходятся. В 1954 г. на совещании 78 специалистов из нескольких восточных штатов 46% участников высказалось за то, что функцией отдушин является ликвидация вакуума, в то время как 35% специалистов указывало, что отдушины служат для ликвидации воздушных пробок в трубах. Хотя нет убедительных доказательств необходимости устройства отдушин, все же они помогают производить надзор за работой дренажной системы.

Часто рекомендуют устраивать отстойник с повернутым вниз коленом (сифоном), устанавливаемым на выпускном патрубке дрены (рис. 141). Устройство колодца без сифона нецелесообразно, так как такой колодец трудно чистить от заиления.

Смотровой люк такого типа может также служить соединительным колодцем, если несколько дренажных труб сходятся в нем на различных уровнях. Сотовая решетка или решетка с другим типом отверстий, уложенная на поверхности смотрового люка, может также служить поверхностным приемником. На малых осушительных системах отстойники устраивают довольно редко.

Поддержание необходимого уровня грунтовых вод можно обеспечить с помощью сооружений, показанных на рисунке 141. Там, где применяются насосы, заданный уровень можно поддерживать путем регулирования работы насоса. Например, насос может работать только во влажный период, когда требуется отвод избыточных вод. В засушливый период на осушительных системах насосная установка может обеспечить подземное орошение. Двойное регулирование особенно рекомендуется при осушении органических почв. Указания по проектированию и эксплуатации водомерных сооружений опубликованы Моррисом (1949). Харкер (1941) указал на то, что все осушительные системы должны

иметь двойное регулирование, и уже через несколько лет оно будет введено повсеместно. Автор не наблюдал такой тенденции, в частности для минеральных почв. Дальнейшее изложение вопроса, касающегося уровня грунтовых вод, приводится в главе V.

§ 9. Укладка дрен

В большинстве случаев укладка труб производится с помощью машин.

Бригада из трех человек, работающая на дреноукладчике, при закладке дрен на глубину 1,2 м может уложить труб в 4 раза больше, чем при ручном способе. Наиболее широкое применение имеет дреноукладчик, но иногда трубы укладывают с помощью кротового плуга.

При укладке дренажных труб выполняются следующие работы: рытье траншеи с необходимым уклоном, укладка труб и засыпка траншеи. На многих машинах сконструированы специальные приспособления для закрытия и засыпки траншеи после того, как труба уложена. Имеются машины, которые укладывают трубы в траншею автоматически. Некоторые машины одновременно с укладкой труб устраивают гравийный фильтр.

Гончарные трубы изготовляют по технологии, разработанной Комитетом по осушению при Американском обществе инженеров-механизаторов сельского хозяйства (1953). По этому вопросу имеются также рекомендации Государственной опытной станции и Службы охраны почв.

1. Типы дреноукладчиков. Ярнелл (1920) выделяет четыре типа дреноукладчиков: 1) колесные экскаваторы; 2) экскаваторы с бесконечной цепью; 3) скреперные (скребковые) экскаваторы; 4) плуги и ковши. Наиболее часто применяются колесные и цепные экскаваторы. Эти типы машин описаны Фривертом и др. (1955) и Роу и Эйресом (1954).

2. Скорость проходки. Скорость укладки дрен дреноукладчиками зависит от следующих факторов: 1) глубина и ширина траншеи; 2) особенности дреноукладчика; 3) характер и влажность грунта; 4) квалификация оператора; 5) количество рабочих, обслуживающих машину, и их квалификация.

Как указывают Швэб и др. (1956), исследование скорости проходки колесными и цепными канавокопателями производилось в течение 4 лет (1947—1951) в штате Айова и в южной части штата Миннесота. На рисунке 142 показано, как зависит скорость проходки в различных почвенных условиях от глубины траншеи; 53 затушеванные круглые точки на этом рисунке характеризуют

работу одной колесной машины в довольно однородном грунте. Скорость проходки, определенная по всем данным, представленным на рисунке 142, может быть выражена следующим линейным уравнением:

$$Y = 768 - 114X, \qquad (I,13)$$

где Y — скорость проходки (футы в час);
X — глубина (футы).

Зависимость скоростей проходки от глубины траншеи для различных типов машин почти одинаковая, поэтому это уравнение

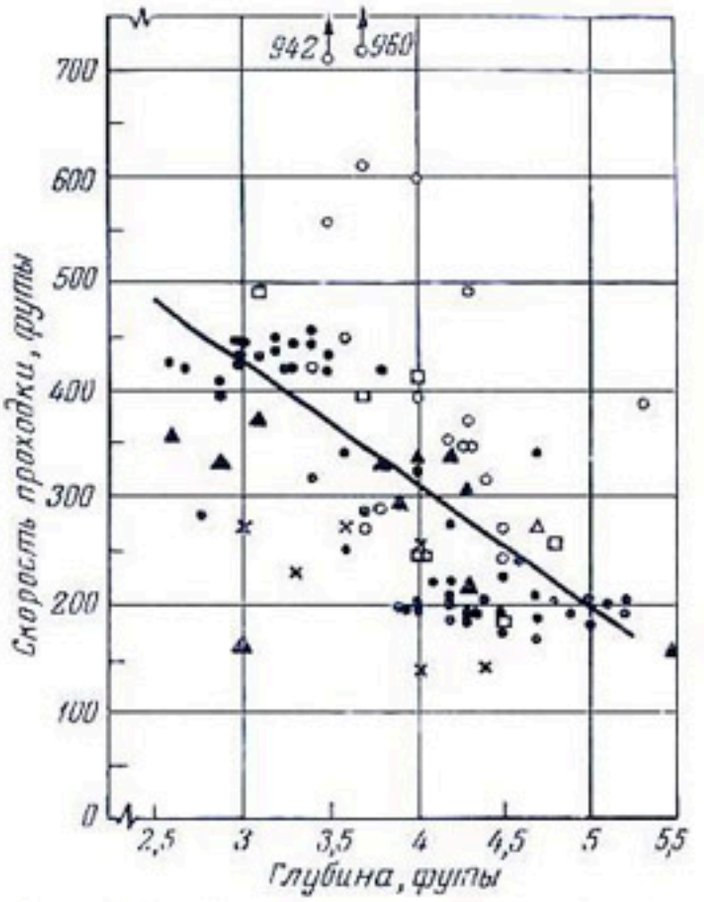


Рис. 142. Зависимость скорости проходки [фут/час] от глубины траншеи. По данным Бича (1948), де Фриса (1951), Швэба и др. (1956). Разные обозначения точек на поле графика соответствуют разным машинам.

справедливо для любого из четырех типов машин. Исследования Олсона (1949) показывают, что с изменением глубины от 0,8 до 1,2 м скорость проходки изменяется весьма незначительно, но при изменении глубины от 1,2 до 1,7 м скорость заметно уменьшается.

График на рисунке 142, представленный непрерывной линией, не определяет дневную или часовую производительность машины, так как при ее работе имеют место простои. Продолжительность

простоев колесной машины в течение сезона показана на диаграмме (рис. 143). Из этой диаграммы видно, что рабочий период машины составляет 185 дней в году. Однако, по данным де Фриса (1951), рабочий период, равный 150 дням в году, является более

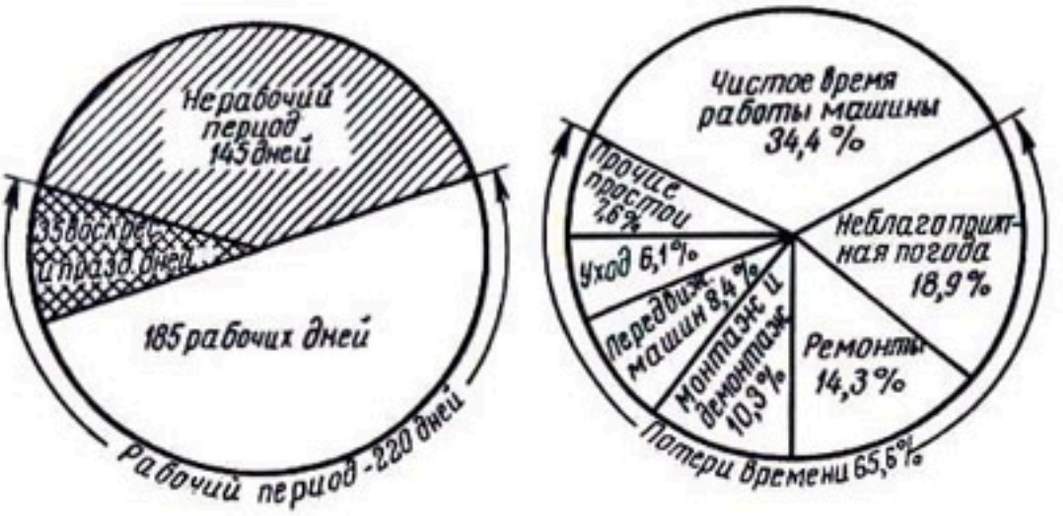


Рис. 143. Годовое использование и потери времени при эксплуатации траншейных машин, работающих в условиях штатов Айова и Миннесота. По данным Швэба и др. (1956).

типичным для указанных штатов. Олсон (1949) в Швеции в своих экономических расчетах также исходил из 150-дневного использования машин в течение года. По данным Ярнелла (1920), потеря времени у 15 машин, работавших в Нью-Йорке в течение 1918 г., составила около 60%, не считая времени, потерянного из-за неблагоприятной погоды.

§ 10. Уход за дренажной системой

По сравнению с открытыми дренами гончарные дрены требуют небольшого ухода. Хорошо спроектированная и построенная дренажная сеть с трубами хорошего качества почти не требует никакого ухода. Большинство ремонтных работ выполняются самим фермером. Данные по эксплуатации дренажных систем опубликованы Саттоном (1952) и Фривертом и др. (1955).

3. КРОТОВЫЙ ДРЕНАЖ

Кротовый дренаж был известен еще до того, как стали применять гончарные трубы. В лучшем случае кротовый дренаж является лишь временным методом осушения. Кротовые дрены

эффективно работают в течение нескольких лет, а потом постепенно выходят из строя. По данным Николсона (1942) и Гудзона и Хоупвелла (1941), эти дрены хорошо работали в Великобритании и Новой Зеландии. В этих странах они функционировали в течение 10—15 лет. За исключением отдельных случаев, в Соединенных Штатах кротовый дренаж не дал желательных результатов. Во Флориде, по данным Иверглейдса, Клейтона и Джонса, кротовые дрены были устроены между открытыми дренами, отстоящими друг от друга на 0,2—0,4 км. В штате Луизиана, как сообщает Сейвсон (1946), кротовый дренаж применяется на тяжелых глинистых почвах, которые используются под сахарный тростник. По мнению Хоугхаудта (1952b), с помощью кротового дренажа можно осуществлять подземное орошение. Этот способ орошения получает все более широкое применение в Голландии несмотря на то, что кротовые дрены необходимо восстанавливать через каждые два года. Обзор специальной литературы показывает, что применение кротового дренажа увеличивалось в периоды высокой стоимости строительных работ, при недостатке рабочей силы и материалов, как это было во время первой и второй мировых войн. Данные по истории развития кротового дренажа приводятся Гаттисом (1949) и Швэбом (1947).

Основным преимуществом кротового дренажа является его низкая стоимость. Стоимость кротового дренажа при глубине 67 см при расстоянии между кротовинами 6,1 м в 10 раз ниже стоимости гончарного дренажа. Главным недостатком кротового дренажа является его недолговечность в большинстве типов почв.

§ 1. Срок службы

На срок службы кротовин влияют следующие факторы: 1) структурная устойчивость подстилающих грунтов; 2) содержание влаги в почве в период закладки кротовин; 3) количество и интенсивность осадков; 4) сезонное колебание температуры; 5) глубина закладки; 6) диаметр кротовины; 7) методы устройства.

До настоящего времени еще не разработана единая методика определения устойчивости кротового дренажа в различных грунтах.[1] Хотя грунты с высоким содержанием глины являются наиболее подходящими для устройства кротовых дрен, содержание глины еще не является достаточным признаком устойчивости

[1] В СССР разработаны и применяются способы определения кротоустойчивости грунтов С. В. Астапова и Ф. Р. Зайдельмана (см. Технические указания по проектированию закрытых осушительных систем. Изд. Госземводхоза РСФСР, М., 1963).— *Прим. ред.*

кротовин. Чайлдс (1942а) установил зависимость устойчивости грунта от влажности. Данные этих исследований являются критерием для определения устойчивости грунта в зависимости от его влажности. Для трех типов почв в штате Айова Гаттис (1949) нашел, что методика Чайлдса позволяет определять устойчивость кротовых дрен, что подтвердили испытания в полевых и лабораторных условиях. Однако он пришел к выводу, что чем больше содержание глины в грунте, тем скорее наступает разрушение дрены. К подобным выводам пришли и ученые Англии. Эти данные говорят о том, что грунты с высоким содержанием глины не всегда могут обеспечить устойчивость кротовин.

§ 2. Проектирование

Так как бо́льшая часть экспериментальных данных о работе кротового дренажа поступает из Англии и Новой Зеландии, рассматриваемые ниже критерии проектирования не могут быть непосредственно использованы в условиях США. Если кротовый плуг не имеет приспособления для придания кротовине определенного уклона, то уклон кротовины получается таким же, как и уклон поверхности почвы. Поэтому до устройства кротовин желательно провести нивелировку поверхности почвы. Гудзон и Хоупвелл (1940) указывают, что в Новой Зеландии кротовый дренаж устраивается с уклоном от 2,5 до 3,3%. По данным Николсона (1942), уклон менее 0,5% для грунтов Англии является недостаточным. Однако он указывает, что можно делать уклон 0,3% и менее, если длина кротовины не превышает 91 м. Максимальная длина зависит также и от диаметра кротовины. Как сообщают Гудзон и Хоупвелл (1940), эта длина доходила примерно до 600 м. Устройство длинных кротовин с большим уклоном не рекомендуется из-за трудности их очистки.

Диаметр кротовины для данного типа грунта обычно определяется экспериментально и на основе опыта. В связи с тем, что кротовые дрены сравнительно коротки, их пропускная способность обычно не влияет на величину диаметра кротовины. Кротовые дрены устраиваются диаметром от 5,1 до 20,3 см, но в Англии и Новой Зеландии диаметр кротовин обычно составляет от 5,1 до 8,9 см. По данным Гудзона и Хоупвелла (1940), в результате пластичности почвы средний диаметр кротовины получается равным примерно $^{7}/_{8}$ диаметра дренера.

Глубина закладки кротовин и расстояние между ними в значительной мере зависят от характеристик грунта и от мощности имеющегося оборудования. В устойчивых грунтах кротовины

закладываются на бо́льшую глубину, чем в неустойчивых. Мелко заложенные кротовины подвергаются разрушению животными, транспортом, а также разрушаются в результате изменения температуры и влажности почвы. В Новой Зеландии Гудзон и Хоувелл (1940) предложили производить закладку кротовин на глубину не менее 40 см. Николсон (1942) пришел к выводу, что в Англии хорошо функционируют кротовины, заложенные на глубину от 30,5 до 76 см. В связи с тем, что почва над кротовиной имеет более высокую относительную проницаемость, чем почва, не тронутая кротовым плугом, критерии глубины и расстояния между гончарными дренами не всегда применимы для кротовин. Кротовые дрены обычно закладывают в тяжелых грунтах, поэтому расстояния между ними обычно не превышают расстояний между гончарными дренами. В связи с низкой стоимостью устройства кротового дренажа расстояния между кротовинами в большинстве грунтов делаются равными 1,5—9 м.

§ 3. Устройство

Обычно кротовины начинают закладывать от канала. Для предотвращения засыпки устья кротовины необходимо вести тщательное наблюдение за откосом канала около выхода кротовой дрены.

Существует много различных кротовых плугов для устройства кротовин. Наиболее пригодны плуги, имеющие гидравлическое управление рабочим органом для придания кротовой дрене заданного уклона. Чайлдс (1942) предложил колесный ход рабочего органа заменить длинным свободно закрепленным брусом. Это обеспечивает прямолинейность кротовины, так как уширитель не копирует мелкие неровности поверхности земли. При устройстве кротовин нож должен как можно меньше дробить почву и способствовать созданию гладкой поверхности кротовины.

Кротовины можно протягивать с помощью колесного трактора или лебедки. Требуемая мощность трактора изменяется в пределах от 30 до 70 л. с. при глубине кротовой дрены 0,6 и 0,9 м соответственно. Она зависит от скорости трактора, типа и влажности почвы и от диаметра дрены.

Лучше всего устраивать кротовый дренаж в то время, когда поверхность почвы сухая и достаточно прочная, а подпочва влажная и пластичная.

При устройстве кротовин в сухой подпочве требуется большая мощность, происходит сильное измельчение почвы и невозможно сделать кротовину с гладкой поверхностью.

Перевод П. И. Панкова

4. ДОЛГОВЕЧНОСТЬ ДРЕНАЖНЫХ ТРУБ

Трубы, которые обычно применяют для дренажа, являются изделиями из глины или бетона. Гончарные дренажные трубы можно изготовлять из соответствующим образом обработанных и обожженных сланцеватых огнеупорных или поверхностных глин. Бетонные дренажные трубы изготовляют механизированным способом из бетона на портландцементе.

Ниже рассматриваются известные способы обеспечения долговечности дренажных труб (как гончарных, так и бетонных) в более суровых условиях эксплуатации, чем те, которые встречаются в обычном сельскохозяйственном дренаже.

§ 1. Трубы для широких траншей

В течение ряда лет наблюдается тенденция увеличивать глубину закладки дрен в вырытые механизированным способом траншеи. Эти траншеи значительно шире траншей, которые раньше рыли вручную. Это правильно, в частности, если траншея делается «обратной лопатой» или другой экскаваторной ширококовшовой машиной. В некоторых пределах статические нагрузки на трубу возрастают с увеличением глубины и ширины траншеи, в которую укладываются трубы. Кроме того, с применением более тяжелых сельскохозяйственных машин увеличились и нагрузки, прилагаемые сверху на дрену. Поэтому очень важно, чтобы возможные нагрузки рассматривались бы наряду с прочностью применяемых дренажных труб.

Проводилось много испытаний, особенно в колледже штата Айова, по определению нагрузок, которым подвергаются дренажные трубы в процессе эксплуатации (Марстон и Андерсон, 1913). Эти испытания проводились с целью разработки таких систем трубчатого дренажа, в которых можно избежать разрушения труб от перегрузки после их укладки. Изучалось действие многих факторов: типа почвы, глубины покрытия, ширины траншеи, условий укладки труб. На основании этих исследований была составлена таблица 24, в которой указаны допускаемые глубины траншей для укладки дренажных труб диаметром от 12,5 до 60 см. Глубина дана для условий «обычной укладки», определение которой приводится ниже в тексте и иллюстрируется на рисунке 144.

«Обычной укладкой» называют такую укладку, при которой нижняя сторона трубы тщательно укладывается в грунт на 60—90° ее окружности. В дне траншеи делается соответствующее углубление. Траншея засыпается так, чтобы слой грунта над верхом трубы составлял не менее 0,15 м, при этом грунт за стенками

Допустимая ширина и глубина траншеи для стандартных труб и труб повышенного качества (при коэффициенте запаса, равном 1,5)

Номинальный внутренний диаметр трубы		Качество трубы *	Разрушающее усилие при трехгранном опирании ***, кг/пог. м	Ширина траншеи в метрах, измеренная по верху трубы											
				0,41	0,46	0,51	0,56	0,61	0,66	0,71	0,76	0,91	1,07	1,22	1,52
дюймы	см			Глубина траншеи в метрах											
		Влажная глина (1920 кг/м³)													
5	12,7	Стандартные **	1190	5,19	2,59	2,29	2,29	2,29	2,29	2,29	2,29	2,29	2,29	2,29	2,29
		Повышенного качества ***	1637	∞	∞	3,90	2,90	2,90	2,90	2,90	2,90	2,90	2,90	2,90	2,90
6	15,24	Стандартные	1190	∞	2,74	2,13	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98
		Повышенного качества	1637	∞	∞	3,90	2,59	2,59	2,59	2,59	2,59	2,59	2,59	2,59	2,59
8	20,32	Стандартные	1190	∞	2,74	2,13	1,82	1,68	1,68	1,68	1,68	1,68	1,68	1,68	1,68
		Повышенного качества	1637	∞	∞	3,90	2,74	2,29	2,13	2,13	2,13	2,13	2,13	1,13	2,13
10	25,4	Стандартные	1190	∞	2,74	2,13	1,83	1,67	1,52	1,52	1,52	1,52	1,52	2,52	1,52
		Повышенного качества	1637	∞	∞	3,90	2,74	2,29	1,98	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83
12	30,48	Стандартные	1190	∞	2,90	2,29	1,83	1,67	1,52	1,37	1,37	1,37	1,37	1,37	1,37
		Повышенного качества	1637	∞	∞	3,96	2,74	2,29	2,1	2,1	1,67	1,67	1,67	1,67	1,67
15	38,10	Повышенного качества	1637	—	—	3,96	2,90	2,44	2,13	1,98	1,83	1,52	1,52	1,52	1,52
18	45,72	Повышенного качества	1786	—	—	—	—	2,90	2,59	2,29	2,13	1,83	1,67	1,67	1,67
21	53,34	Повышенного качества	2083	—	—	—	—	—	—	2,90	2,59	2,13	1,83	1,83	1,83
24	60,96	Повышенного качества	2381	—	—	—	—	—	—	—	3,05	2,43	2,13	1,98	1,98

Продолжение

Номинальный внутренний диаметр трубы		Качество трубы *	Разрушающее усилие при трехгранном опирании ****, кг/пог. м	Ширина траншеи в метрах, измеренная по верху трубы											
				0,41	0,46	0,51	0,56	0,61	0,66	0,71	0,76	0,91	1,07	1,22	1,52
дюймы	см			Глубина траншеи в метрах											
Насыщенный песок (1920 кг/м³)															
5	12,70	Стандартные**	1190	∞	4,87	2,44	2,29	2,29	2,29	2,29	2,29	2,29	2,29	2,29	2,29
		Повышенного качества***	1637	∞	∞	∞	3,96	3,05	3,05	3,05	3,05	3,05	3,05	3,05	3,05
6	15,24	Стандартные	1190	∞	5,03	2,59	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98	1,98
		Повышенного качества	1637	∞	∞	∞	3,96	2,74	2,59	2,59	2,59	2,59	2,59	2,59	2,59
8	20,32	Стандартные	1190	∞	5,03	2,59	1,98	1,67	1,67	1,67	1,67	1,67	1,67	1,67	1,67
		Повышенного качества	1637	∞	∞	∞	3,66	2,74	2,29	2,13	2,13	2,13	2,13	2,13	2,13
10	25,40	Стандартные	1190	∞	5,03	2,74	2,13	1,83	1,52	1,52	1,52	1,52	1,52	1,52	1,52
		Повышенного качества	1637	∞	∞	∞	4,27	2,90	2,29	1,98	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83
12	30,48	Стандартные	1190	∞	5,18	2,44	2,13	1,83	1,67	1,52	1,37	1,37	1,37	1,37	1,37
		Повышенного качества	1637	∞	∞	∞	4,01	2,90	2,44	2,13	1,83	1,67	1,67	1,67	1,67
15	38,10	Повышенного качества	1637	—	—	∞	4,27	3,05	2,44	2,13	1,98	1,67	1,67	1,67	1,67
18	45,72	Повышенного качества	1786	—	—	—	—	3,66	2,90	2,59	2,29	1,52	1,67	1,67	1,67
21	53,34	Повышенного качества	2083	—	—	—	—	—	—	3,02	2,90	2,13	1,83	1,83	1,83
24	60,96	Повышенного качества	2381	—	—	—	—	—	—	—	3,5	2,59	2,13	1,98	1,98

* По стандартам Американского общества по испытанию материалов.

** Standard quality.

*** Extra-quality.

**** Обыкновенная укладка труб, при которой нижняя часть трубы хорошо уложена в грунт на 60—90° окружности.

трубы должен быть тщательно утрамбован. Предполагается, что такая укладка аналогична условиям, при которых испытываются трубы по «методу песчаной опоры» (Американское общество по испытанию материалов, 1955). При таком основании значение

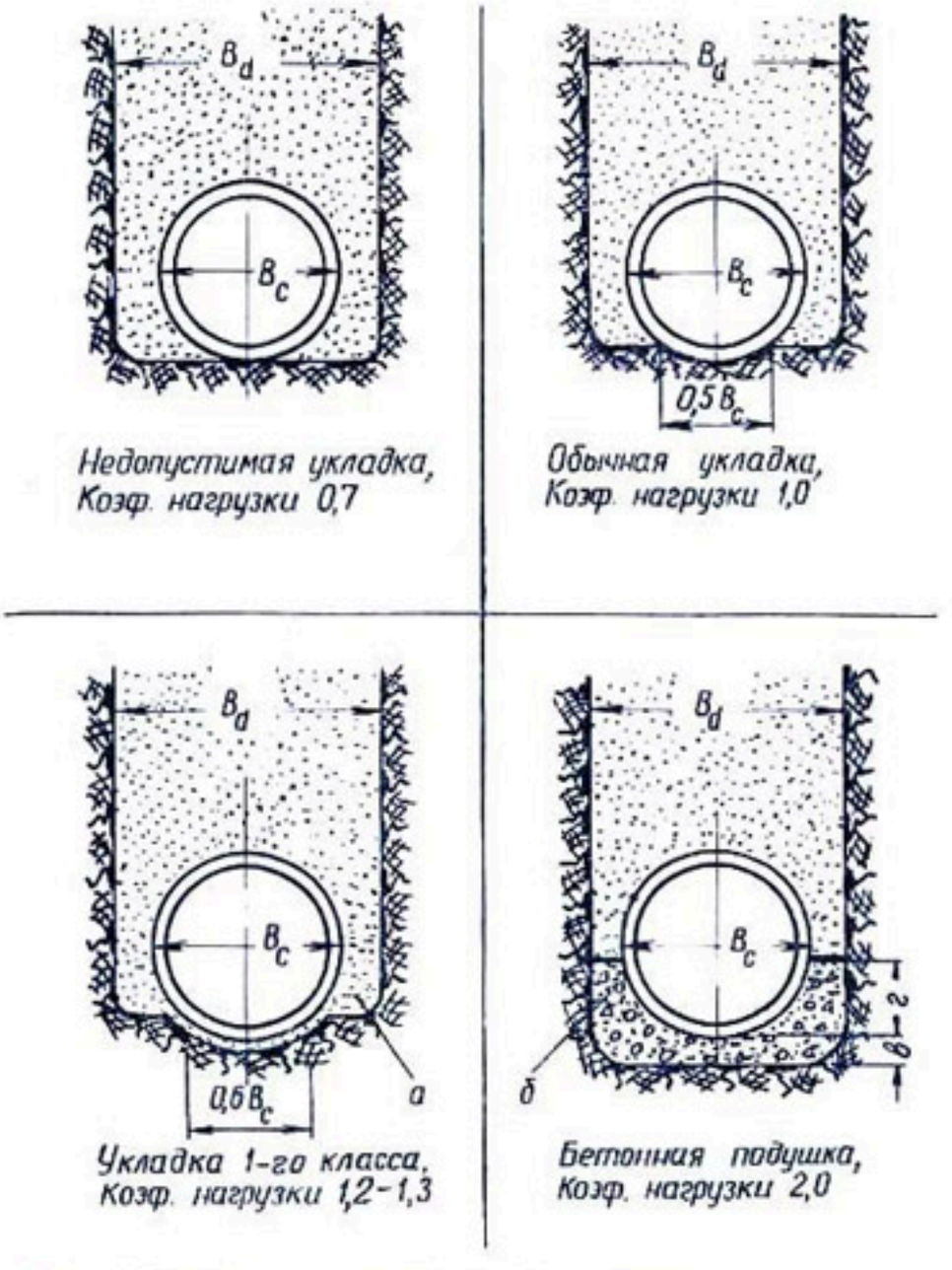


Рис. 144. Типы укладки труб в траншеях:

а — в этом месте засыпку хорошо утрамбовать; *б* — бетон прочностью 140 кг/см² или лучше; *в* — минимальная величина этого расстояния должна равняться 1/4 внутреннего диаметра дрены; *г* — минимальная величина этого расстояния должна равняться $B_c/4$.

коэффициента нагрузки принимается равным 1,0. В случае «недопустимой укладки» опорные реакции в трубах снижаются с помощью коэффициента нагрузки, равного 0,7 (потери составляют 30%). При укладке в соответствии с условиями «первого класса» опорные реакции труб могут быть увеличены на 20—30%, тогда

как в трубах, уложенных на бетонную подушку, опорные реакции будут на 100% больше, чем при «обычной укладке».

Когда вычисленная нагрузка на трубы не намного выше нормальной, следует укладывать трубы по «первому классу».

Наиболее благоприятный коэффициент нагрузки при таком основании будет равен 1,3, если трубы укладываются на дорожный гравий или щебень, в котором делается выемка шириной не менее 60% наружного диаметра трубы (рис. 144). Остальная часть трубы должна быть засыпана тем же зернистым материалом до высоты не менее 0,3 м, считая от верхней части трубы. Этот материал уплотняется так, чтобы совершенно заполнить всё пространство под трубой и вокруг нее. Засыпку следует утрамбовывать слоями толщиной не более 15 см. Надлежащим образом это уплотнение может быть выполнено лишь путем механического трамбования. Если верхний слой грунта заменить зернистым материалом, коэффициент нагрузки будет снижен с 1,3 до 1,2. В клейких глинистых подпочвах не рекомендуется укладывать трубы по «первому классу».

1. Формула Марстона для узких траншей. Фундаментальной работой по определению нагрузок на трубы в траншеях являются исследования Марстона и Андерсона (1913). В результате этих исследований было получено следующее уравнение для расчета нагрузок на трубы в узких траншеях:

$$W_c = C_d w B_d^2,$$

где W_c — нагрузка на трубу (кг на 1 пог. м);
w — вес материала, заполняющего траншею (кг на 1 куб. м);
B_d — ширина траншеи на уровне верхней части трубы (м);
C_d — безразмерный коэффициент, примерные значения которого даны в таблице 25.

2. Формула Марстона для труб под насыпью. Эта формула предложена для расчета нагрузок на трубы под насыпью. Экспериментально определено (Шлик, 1932), что эта формула применима к трубам в широких траншеях. Для широких траншей формула имеет вид $W_c = C_c w B_c^2$; величины W_c и w имеют те же значения, что и в формуле для узких траншей; B_c — наружный диаметр трубы, C_c — безразмерный коэффициент.

3. Номограмма Миллера и Уайса. Определение нагрузок по формулам Марстона является не простой операцией, особенно по формуле для труб под насыпью. Первая попытка составить номограмму, которая упрощала бы расчеты по формуле Марстона, была сделана Миллером и Уайсом (Сельскохозяйственная опытная станция штата Миннесота, 1928). Эта первая номограмма в основном правильна для труб в узких траншеях, но она не позволяет точно определить нагрузки на трубы в широких траншеях.

Таблица 25

Примерные величины безразмерного коэффициента C_d, обеспечивающие надежную работу труб (коэффициент нагрузок для труб в траншеях)

Отношение $\frac{H}{B}$	Для влажных почв и сухих и влажных песков	Для насыщенных почв	Для влажных желтых глин	Для насыщенных желтых глин
0,5	0,46	0,47	0,47	0,48
1,0	0,85	0,86	0,88	0,90
1,5	1,18	1,21	1,25	1,27
2,0	1,47	1,51	1,56	1,62
2,5	1,70	1,77	1,83	1,91
3,0	1,90	1,99	2,08	2,19
3,5	2,08	2,18	2,28	2,43
4,0	2,22	2,35	2,47	2,65
4,5	2,34	2,49	2,63	2,85
5,0	2,42	2,61	2,78	3,02
5,5	2,54	2,72	2,90	3,18
6,0	2,51	2,81	3,01	3,32
6,5	2,68	2,89	3,11	3,44
7,0	2,73	2,95	3,19	3,55
7,5	2,78	3,01	3,27	3,65
8,0	2,82	3,06	3,33	3,74
8,5	2,85	3,10	3,39	3,82
9,0	2,88	3,14	3,44	3,89
9,5	2,90	3,18	3,48	3,96
10,0	2,92	3,20	3,52	4,01
11,0	2,95	3,25	3,58	4,11
12,0	2,97	3,28	3,63	4,19
13,0	2,99	3,31	3,67	4,25
14,0	3,00	3,33	3,70	4,30
15,0	3,01	3,34	3,72	4,34
∞	3,03	3,38	3,79	4,50

4. Номограммы ван Шилфгарде, Фриверта и Шлика. В статье «Влияние способов укладки на нагрузки в дренажных трубах», опубликованной Американским обществом инженеров-механизаторов сельского хозяйства, ван Шилфгарде и др. (1951) рассматривают три аспекта проблемы нагрузок на трубы. Во-первых, формулы Марстона для определения нагрузки на подземные трубопроводы можно «решить» с помощью номограмм. Во-вторых, приводятся сведения о нагрузках, которым могут подвергаться трубы. В-третьих, рассматривается влияние условий укладки труб на величину опорных реакций.

Этими исследователями составлено три номограммы. Одна номограмма — для нагрузок на трубы, уложенные в совершенно влажных глинах, другая — для труб, уложенных в песок, и

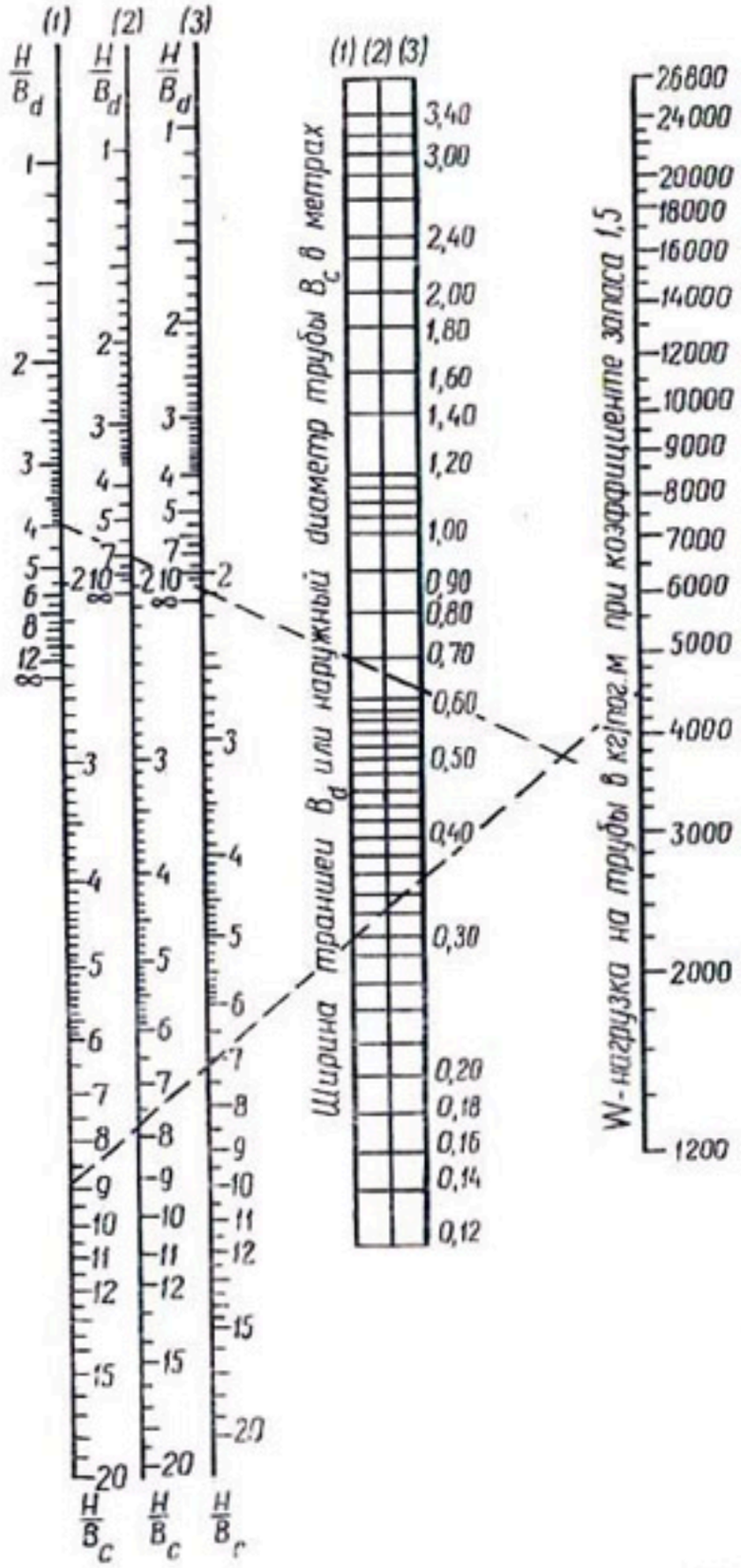


Рис. 145. Номограмма для определения нагрузок на трубы в траншеях по формулам Марстона.

Обозначения:
H — толщина слоя грунта над верхом трубы, м; B_d — ширина траншеи на уровне верха трубы, м;
B_c — внешний диаметр трубы, м.

Шкалы:
1. Влажная глина, 1920 кг/м³.
2. Насыщенный песок, 1920 кг/м³.
3. Насыщенная почва, 1760 кг/м³.

За расчетную нагрузку принимается наименьшая из нагрузок, подсчитанных по шкалам $\frac{H}{Bl}$ и $\frac{H}{Bc}$. Пример дан для трубы диаметром 0,3 м, уложенной во влажной глине в траншею шириной 0,7 м и глубиной 3 м. Правильная расчетная нагрузка составляет 3400 кг/пог. м, а не 4500 кг/пог. м.

третья — для труб, уложенных в насыщенном верхнем слое почвы.

Каждая номограмма позволяет определить нагрузки на трубы в узких траншеях (по формуле для нагрузок на «траншейные трубопроводы») и нагрузки, определяемые по формуле для «труб под насыпью»; последняя формула, как установлено экспериментально (Шлик, 1932), применима также к трубам в широких траншеях. За расчетную всегда следует принимать наименьшую полученную нагрузку, так как нагрузка, подсчитанная по формуле для «труб под насыпью», никогда не может быть превышена.

5. Номограмма на рисунке 145. Эта сравнительно несложная номограмма является соединением номограммы Миллера и Уайса и трех номограмм ван Шилфгарде и др. Она позволяет подсчитать нагрузку на трубу в узкой или широкой траншее в любом из трех наиболее распространенных типов почв.

Полученные по этой номограмме величины являются расчетными нагрузками, умноженными на коэффициент запаса 1,5. Для того чтобы выдержать эту нагрузку, трубы, испытываемые по старому методу «песчаной опоры», должны иметь такую же или бо́льшую прочность на раздавливание. При испытании по методу «песчаной опоры» труба тщательно укладывается в песок, который прилегает к трубе сверху и снизу на расстоянии $^1/_4$ окружности («Технические условия на гончарные дренажные трубы», Американское общество по испытанию материалов, индекс С4-55). В тех же технических условиях дается метод испытания при опоре на три грани. При испытании по этому методу труба опирается на два деревянных бруска с закругленными внизу краями. Расстояние между этими брусками должно быть не менее 1,3 см ($^1/_2$ дюйма) или не более 8,2 см на 1 м (1 дюйм на 1 фут) номинального диаметра трубы при минимальном расстоянии не менее 2,5 см (1 дюйм). Разрушающие усилия, полученные при испытании трубы на прочность по методу «трехгранной опоры», составляют две трети от усилий, полученных при испытании по методу «песчаной опоры».

Следовательно, при пользовании номограммой на рисунке 145 важно помнить, что трубы, которые испытывались по методу трехгранной опоры, должны выдерживать нагрузку, равную по меньшей мере двум третям нагрузки, определенной по номограмме. Так как метод трехгранной опоры намного проще метода песчаной опоры, теперь почти все дренажные трубы и большинство труб других типов испытывают на прочность по «методу опоры на три грани».

§ 2. Морозостойкость

1. Действие замораживания на гончарные дрены. Морозостойкость гончарных изделий в значительной степени зависит от качества и обработки глины или сланцев до обжига и в процессе обжига. На многих предприятиях качество обработки сырья такое высокое, что все выпускаемые гончарные трубы являются морозостойкими. Но с другой стороны, имеются столь низкокачественные глины, что они не могут быть обожжены при достаточно высокой температуре без появления таких деформаций, из-за которых продукция теряет всякую ценность. Как правило, плотность глин увеличивается, когда они достигают при обжиге стекловидного состояния. Это позволяет получить законченное изделие с низким водопоглощением, высокой прочностью и стойкостью к разрушающему действию замораживания. Исключением здесь являются изделия, изготовленные из глин с некоторым содержанием песка. Трубы, сделанные из глины такого типа, могут иметь удовлетворительную морозостойкость даже при низкой прочности и высоком водопоглощении. Трубы из довольно мягких глин обычно имеют низкую морозостойкость, но как правило, они хорошо служат даже в холодных районах Соединенных Штатов, если они устанавливаются в траншеи, где толщина покрывающего слоя грунта составляет 0,6 м и более. Однако этого нельзя сказать о плохо обожженных трубах, если слой покрывающего грунта составляет менее 0,6 м.

Для того чтобы получить данные о долговечности гончарных труб в холодных районах штата Миннесота, были выкопаны трубы на осушительных системах в 1948 и 1949 гг., которые находились в эксплуатации в среднем 33 года. Этот срок для разных систем колебался от 18 до 40 лет (Миллер и Мансон, 1951а). Трубы десяти осушительных систем были изготовлены из сланцевых глин, трубы остальных девяти систем — из поверхностных глин. На основании испытаний 244 труб этих систем было установлено следующее.

1. Все обследованные трубы из сланцеватых глин находились в превосходном состоянии даже там, где глубина заложения составляла только 0,51 м.

2. Многие трубы из поверхностных глин были в плохом состоянии там, где глубина заложения составляла 0,6 м и меньше.

3. За исключением труб, выходящих наружу, дренажные трубы с высоким водопоглощением были в лучшем состоянии, чем можно было бы предполагать по результатам испытаний на замораживание и оттаивание, которые были проведены в лабораториях на образцах, взятых из исследуемых труб.

Это недостаточное соответствие лабораторных и полевых испытаний приводит к заключению, что глубина и частота промораживания в полевых условиях меньше, чем обычно предполагается.

Глубины промерзания обычно указываются предельные для обнаженной поверхности земли и дорожных покрытий. Эти данные используются в основном в расчетах фундаментов зданий и при определении безопасных глубин закладки водопроводных труб. К счастью для покупателей гончарных труб относительно невысокого качества, имеется ряд других факторов, которые смягчают действие холода на дренажные трубы. Укажем некоторые из них: 1) источник воды и количество воды, пропускаемой трубами в течение холодного периода; 2) растительный покров; 3) состояние почвенного покрова (осенняя вспашка и т. п.); 4) высота и устойчивость снежного покрова; 5) частота и продолжительность минимальных зимних температур.

Не следует оставлять гончарные трубы на поверхности влажного грунта в течение зимы. Такая практика не вредит лишь хорошо обожженным гончарным трубам, изготовленным из высококачественного сырья, но плохо обожженные трубы могут быть сильно повреждены.

2. Испытание на морозостойкость. Испытание на морозостойкость предписывается техническими условиями Американского общества по испытанию материалов (1955), индекс C4-55. Сущность испытаний состоит в замораживании насыщенных водой образцов труб и в оттаивании их при обычной комнатной температуре. Стандартные дренажные трубы подвергаются 36 циклам замораживания и оттаивания, а трубы повышенного качества — 48 циклам. Подобные испытания утомительны и требуют много времени для их выполнения. Поэтому чтобы упростить методику испытаний, в ряде лабораторий сделаны попытки найти связь между водопоглощением и морозостойкостью гончарных труб.

К сожалению, было установлено, что водопоглощение гончарных труб, изготовленных на разных предприятиях, не может служить показателем морозостойкости. Однако водопоглощение труб с какого-либо одного предприятия является довольно надежным показателем морозостойкости труб данного предприятия.

Можно полагать, что морозостойкость гончарных труб находится в обратной зависимости от водопоглощения. Согласно техническим условиям Американского общества по испытанию материалов, индекс C4-55, среднее максимальное водопоглощение для стандартных образцов гончарной трубы, определяемое по пяти образцам, составляет 13% для стандартных дренажных труб и 11% для труб повышенного качества. Эти нормативы основаны на данных испытаний гончарных труб многих предприятий. Было установлено, что указанные величины являются достаточно

безопасным верхним пределом водопоглощения, обеспечивающим морозостойкость. Обычно испытания на морозостойкость не проводят, если водопоглощение рассматриваемых изделий не превышает эти пределы.

3. Морозостойкость бетонных труб. Морозостойкость бетонных дренажных труб, изготовленных из жестких смесей с низким водоцементным отношением и высоким содержанием цемента на машинах с выдавливающей головкой, уже давно доказана на практике. Поэтому можно ожидать, что дренажные трубы, которые по прочности и водопоглощению отвечают требованиям указанных выше технических условий, будут иметь удовлетворительную морозостойкость. Однако там, где дрены выходят на поверхность или укладываются в очень мелкие траншеи, целесообразнее применять трубы повышенного качества, а не стандартные.

§ 3. Кислотостойкость

1. Кислотостойкость бетонных труб. С точки зрения химии портландцемент является основанием, и некоторые составляющие цемента будут вступать в реакцию с кислотами, содержащимися в грунтах. Сила этой реакции будет зависеть главным образом от степени кислотности грунта и проницаемости стенок трубы. Поэтому бетонные трубы, укладываемые в определенно кислые грунты, должны быть повышенного качества.

Определенно кислыми грунтами могут быть названы такие, величина pH которых приближается к 6,0. Если эта величина ниже 6,0, можно считать, что почвогрунты являются заметно кислыми. В работе, представленной Миннесотским университетом (Миллер и Мансон, 1948), указывается, что величина pH миннесотских и висконсинских торфов находится в достаточно хорошем соответствии со степенью коррозионного действия на бетонные трубы и экспериментальные цилиндры, находившиеся в почве 23 года. Этого соответствия не наблюдалось в торфах с высоким содержанием извести, где величина pH составляла около 8,0 и наблюдалась очень сильная коррозия в ряде мест трубопровода. В этих местах в торфе был сероводород и сернистое железо. Вполне вероятно, что когда выкапывались и засыпались траншеи, происходило разрушение пиритов путем окисления и образование серной кислоты и железного купороса, которые, очевидно, и действовали на трубы (а не гуминовые кислоты торфа).

Очевидно, величина pH не является безошибочным показателем коррозионного действия торфов на бетон на портландцементе. Можно ожидать, что коррозионное действие торфа на бетонные

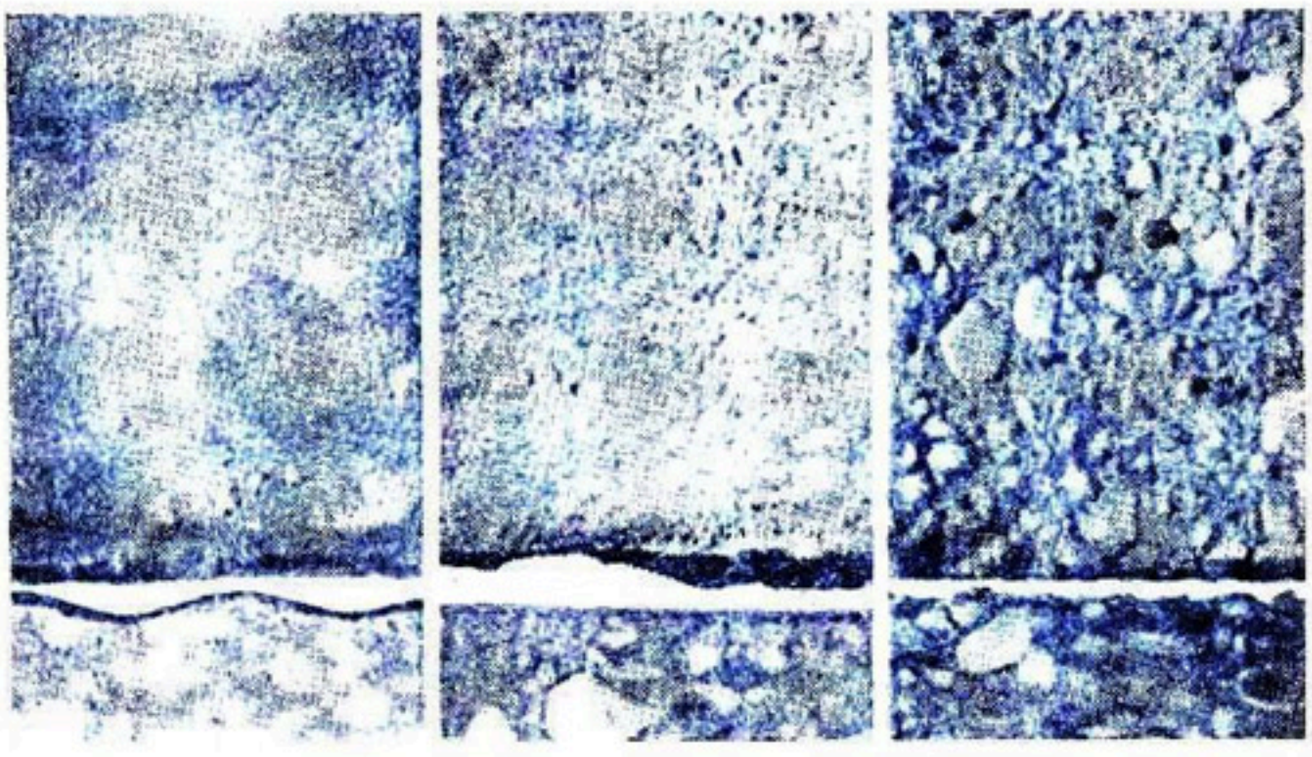


Рис. 146. Образцы из труб повышенного качества диаметром от 12 до 30 дюймов после 22-летней экспозиции. Слева направо:

1 — труба, находившаяся в минеральном грунте с pH = 8,1; *2* — труба, находившаяся в торфе с pH = 5,9 и *3* — труба, находившаяся в торфе с pH = 5,1.

Разрушающие усилия на метр длины и водопоглощение составили соответственно 1125 кг и 5,7%, 1079 кг и 6,6%, 752 кг и 7,9%.

трубы возрастает по мере уменьшения значения pH ниже 6,0 (рис. 146). Торфы со значениями pH, находящимися в щелочной области шкалы (7,0 и выше), вероятно, не вызывают коррозии бетона, если в них не присутствует сернистое железо FeS_2 в виде пиритов и марказитов. Газ сероводород в торфе также может быть причиной коррозии, которая не отражена показателем pH.

В вышеупомянутой работе, представленной Миннесотским университетом (Миллер и Мэнсон, 1948), указывается, что опытные образцы были помещены в минеральные грунты в трех районах, значительно удаленных друг от друга, а именно: в штатах Миннесота (pH = 5,4), Северная Каролина (pH = 4,9) и Висконсин (pH = 8,2). Связь между величинами pH и коррозионным действием грунтов на бетон была очень плохой.

В свете имеющихся опытов по определению величин pH торфяных и минеральных грунтов ясно, что изолированное рассмотрение только одного этого показателя не является достаточно надежной оценкой действия грунта на бетон.

Практически на всех образцах из бетона и раствора, испытывавшихся в штате Миннесота, наблюдались признаки коррозии там, где образцы находились в торфе около 20 лет. Степень агрессив-

ного воздействия зависела от кислотности торфа и прочности бетонных опытных образцов при укладке. Кислотность трех минеральных почвогрунтов, выраженная через pH, не является таким же надежным показателем агрессивного воздействия, как в случае торфов. Причины этого еще не известны.

Дренажные трубы низкого качества неудовлетворительно служили даже в травянистых и осоковых торфах с низкой кислотностью.

Бетоны жирных составов, характеризующихся высокой прочностью и низкой проницаемостью, были наиболее стойки к агрессивному действию почвенных кислот. Никакие добавки или специальные процессы обработки не улучшают стойкость образцов, за исключением пропаривания при 176,7° С и покрытия поверхности олифой или битумной краской, получаемой из нефтяных продуктов.

Исследования определенно показали, что для наибольшей долговечности дренажные трубы, укладываемые в кислые почвогрунты, по меньшей мере должны быть повышенного качества.

Бетонные дренажные трубы повышенного качества на 28-й день после изготовления имеют прочность на сжатие в среднем более 245 кг/см². Для дренажных труб диаметром до 30 см (12 дюймов) это означает, что они будут разрушаться при нагрузке около 2420 кг на 1 пог. м, а их среднее водопоглощение будет ниже 8% (после кипячения в течение 5 часов и высушивания в печи при температуре 110—120° С). Дренажные трубы такого качества можно делать на весьма распространенных теперь машинах с выдавливающей головкой. Ни в коем случае дренажные бетонные трубы низкого качества не следует укладывать в кислые грунты, так как такие трубы не будут достаточно долговечными.

Вопросы изготовления долговечных бетонных дренажных труб рассматриваются ниже, в разделе о стойкости труб к действию сульфатов.

§ 4. Сульфатостойкость бетонных труб

В 1921 г. в штате Миннесота была организована новая лаборатория при Миннесотском университете. Эта лаборатория была создана прежде всего для того, чтобы найти способы предотвращения таких повреждений бетонных дрен, которые имели место в 1919 г. в юго-западной части штата Миннесота (рис. 147), о чем подробно сообщалось в работе Миллера и Уилларда (1924).

Результаты работ этой лаборатории за период с 1921 по 1950 г. изложены в докладе Миллера и Мансона (1951). В резюме этого доклада говорится следующее:

«Около 75 000 цилиндров (размером 2×4 дюйма) из бетона и раствора, 3000 дренажных труб, 10 140 балочек из тощего раствора с оттавским стандартным песком и 5000 стандартных брикетов было сделано для этих исследований. Многие образцы подвергались действию растворов сульфатов в лаборатории, в то время как около 25 000 образцов (главным образом цилиндры) находилось в Медицинском озере (штат Южная Дакота), вода которого содержала в среднем 5% сульфатов.

Испытания многих образцов убедительно доказали, что максимальную долговечность в условиях сульфатной агрессии имеет прежде всего бетон с низкой проницаемостью, которая обычно является результатом высокой прочности. Бетон нужно должным образом укладывать, чтобы избежать образования раковин, так как вредные воздействия всегда будут наиболее резко выражены в подобных точках ослабления.

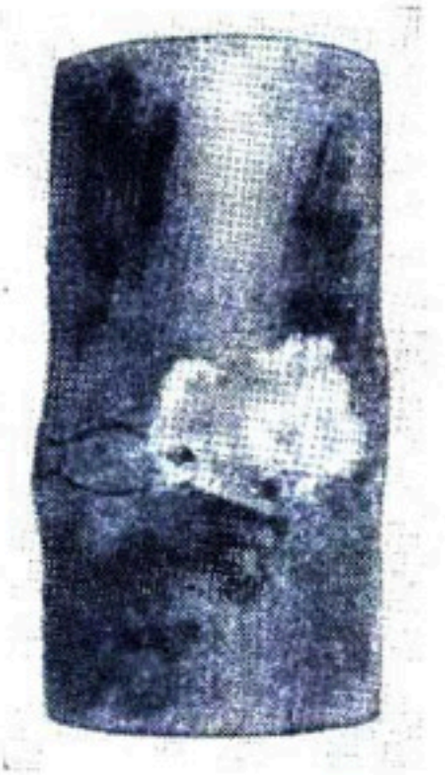


Рис. 147. Действие почвенных сульфатов на дренажную трубу, изготовленную на цементе с высоким содержанием трехкальциевого алюмината C_3A.

На основе многочисленных испытаний можно сделать вывод, что максимальная сульфатостойкость наблюдается в том случае, когда содержание трехкальциевого алюмината C_3A в цементе не превышает 5,5%. Оказалось, что специальный тип цемента, известный под названием глиноземистый (alumina или aluminous), является очень стойким к сульфатам почвогрунтов, когда температура не превышает 21,1° С.

Весьма эффективным средством повышения сульфатостойкости образцов из раствора и бетона на портландцементе является пропаривание при высокой температуре. Наилучшие результаты получены при пропаривании при температуре 176,7° С в течение 6 часов и более. Результаты применения обычных добавок вызвали большое разочарование. Единственным исключением были некоторые органические масла, которые эмульгировались по мере того, как они добавлялись в бетономешалку».

В этих опытах применялись главным образом цилиндрические образцы размером 5×10 см из бетона с объемным составом 1 : 3, модуль крупности каменного заполнителя составлял 4,7, водоцементное отношение равнялось 0,62. У этих цилиндров средний предел прочности на сжатие через 28 дней составлял 350—

420 кг/см². Было показано (Миллер и Мансон, 1948), что эквивалентное разрушающее усилие в дренажных трубах меньшего диаметра с нормальной толщиной стенки составляет около 40% этих значений (по меньшей мере 3400 кг на 1 пог. м).

§ 5. Портландцемент

Важность применения сульфатостойких цементов для бетонных труб всех видов, включая и дренажные трубы, трудно переоценить, и не случайно именно в области химии цемента достигнуты наибольшие успехи в улучшении сульфатостойкости. Важная роль химического состава цемента показана в ряде работ, из которых две указанные ниже работы сделаны на обширном материале полевых исследований (Миллер и Мансон, 1951b; Макмиллан и др., 1949). Обратите внимание на библиографию, составленную Миллером и др. (1952). В США и Канаде разработан стандарт на сульфатостойкий портландцемент. В этом стандарте существенным условием является ограничение максимального содержания в цементе такого компонента, как трехкальциевый алюминат ($3CaO \cdot Al_2O_3$), который сокращенно обозначают символом C_3A. Испытания в штате Миннесота показали, что для обеспечения максимальной стойкости содержание C_3A не должно превышать 5,5%. Отношение окислов железа и алюминия в подобных цементах будет обычно составлять около 1,0.

Технические условия Американского общества по испытанию материалов (стандарт C150) охватывают цементы, которые являются сульфатостойкими в различной степени. Например, цемент типа V применяется именно там, где требуется высокая сульфатостойкость. В этом цементе содержание C_3A ограничено 5,0%. Цемент типа IV характеризуется малым тепловыделением при гидратации и обладает значительной сульфатостойкостью; содержание C_3A составляет в нем не более 7%. Цемент типа II выпускается для применения в условиях, где требуется небольшая сульфатостойкость. Содержание C_3A в нем не превышает 8%.

Хотя 8% — слишком большая величина для действительно сульфатостойких цементов, однако цемент с таким ограничением более предпочтителен, чем цемент, в котором содержание C_3A не ограничено. Цемент типа II является одним из трех типов цементов, которые обычно поставляются заказчикам, в то время как цемент типа IV и V относятся к сортам цементов, изготовляемых по специальному заказу.

1. Метод вычисления C_3A. В результате исследований, проводившихся под руководством Р. Г. Богю в лаборатории Портланд-

цементной ассоциации при Национальном бюро стандартов в Вашингтоне, был разработан метод расчета содержания различных соединений в цементе по данным анализа окислов (Богю, 1920, 1947).

В таблице 1 стандарта на портландцемент Американского общества по испытанию материалов (С150-52) указывается, что процентное содержание трехкальциевого алюмината (C_3A) должно подсчитываться следующим образом:

$$C_3A = (2{,}65 \times \text{процент } Al_2O_3) - (1{,}69 \times \text{процент } Fe_2O_3).$$

В этих технических условиях указывается, что такой подсчет вовсе не означает, что окислы полностью представлены указанными соединениями. Однако практический результат подсчета C_3A таким способом заключается в том, что становится возможным достаточно удовлетворительное определение показателя сульфатостойкости. При этом способе влияние компонентов, имеющих меньшую величину, может быть не учтено в полной степени.

2. Модифицированные портландцементы. Слово «модифицированные» в том смысле, как оно здесь употребляется, означает портландцементы, состав которых изменен так, чтобы повысить отношение окиси железа к глинозему. Основной целью такой модификации является снижение содержания трехкальциевого алюмината ($3CaO \cdot Al_2O_3$), который очень часто обозначают символом C_3A.

Из 122 портландцементов, подвергнутых долгосрочным испытаниям на сульфатостойкость (Миллер и Мансон, 1951b), 19 цементов были модифицированы так, что в них отношение окиси железа к глинозему было увеличено от 0,45 до 0,96. В результате этого содержание C_3A в этих 19 цементах снизилось в среднем от 10,0 до 4,7%. Химический состав 19 модифицированных и 19 исходных контрольных цементов тех же самых заводов приведен в указанном бюллетене. Различия в химическом составе модифицированных и обычных цементов какого-либо завода были незначительны, за исключением содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3, что, в свою очередь, нашло отражение в снижении содержания соединения C_3A.

Влияние модификации химического состава этих 19 цементов на сульфатостойкость иллюстрируется графиком на рисунке 148, построенном на основе данных, приведенных в таблице 26 (Миллер, 1952). Обозначения расположения цементов, приводимые в пятой графе таблицы, являются теми же самыми, что и в таблице 4 Технического бюллетеня 194, в которой 122 цемента располагаются по степени уменьшения сульфатостойкости.

В этой таблице цементы располагали по степени ухудшения качества, которое определялось по результатам трех следующих испытаний: 1) сжатие цилиндров, находившихся в естественных сульфатных водах Медщинского озера (штат Южная Дакота);

Таблица 26

Сравнение сульфатостойкости модифицированных и нормальных портландцементов одних и тех же заводов

Цемент		C_3A, %	Тонкость, площадь поверхности ($см^2/г$)	Место в ряду расположения по сульфатостойкости *	Время, необходимое для удлинения образца на 0.01 дюйма (0.25 мм) после хранения в 1%-ном растворе (в месяцах)	
лабораторный номер	тип				$MgSO_4$	Na_2SO_4
1599-631	Модифицир. I	3,3	1450	3	220	300
1600-632	Нормальный I	11,4	1370	115	23	14
1551-531	Модифицир. II	3,5	1450	4	200	260
1550-528	Нормальный II	7,7	1750	32	88	140
1568-591	Модифицир. I	3,9	1470	6	260	250
1567-590	Нормальный I	9,7	1430	52	66	103
1576-582	Модифицир. I	5,2	1160	7	220	210
1575-579	Нормальный I	11,6	1540	97	20	21
1571-756	Модифицир. V	3,7	1380	8	190	280
1570-573	Нормальный I	10,7	1470	61	52	82
1583-605	Модифицир. II	2,9	1660	11	160	280
1582-602	Нормальный I	9,9	1400	98	23	24
1543-507	Модифицир. II	2,2	1750	14	160	180
1542-504	Нормальный I	10,0	1470	100	29	18
1554-543	Модифицир. I	4,0	1690	15	160	190
1553-540	Нормальный I	7,2	1660	34	122	170
1546-513	Модифицир. I	0,7	1910	17	160	127
1545-510	Нормальный I	8,6	1750	58	66	60
1593-621	Модифицир. IV	2,5	1690	18	180	220
1592-620	Нормальный I	11,4	1490	92	27	25
1537-489	Модифицир. II	4,9	1610	21	130	150
1536-486	Нормальный I	9,0	1510	40	76	97
1628-665	Модифицир. I	5,8	1720	22	150	160
1626-663	Нормальный I	10,0	1730	83	40	29
1579-608	Модифицир. I	5,6	1560	23	115	180
1538-492	Нормальный I	9,8	1650	73	51	45
1503-381	Модифицир. V	4,2	1650	24	140	108
1502-378	Нормальный I	8,7	1500	36	96	130
1508-396	Модифицир. II	5,4	1880	28	119	150
1509-399	Нормальный I	9,0	1500	66	55	52
1531-471	Модифицир. I	4,8	1700	42	76	77
1530-468	Нормальный I	12,0	1550	120	16	10
1564-564	Модифицир. I	6,0	1640	49	68	91
1513-411	Нормальный I	11,0	1450	108	27	17
1618-645	Модифицир. I	8,5	2060	103	26	26
1617-644	Нормальный I	9,5	1710	111	24	22
1573-594	Модифицир. I	12,9	1710	107	29	28
1572-593	Нормальный I	13,8	1690	118	17	12
Средние величины:						
Модифицированный цемент		4,7	1640	27	145	169
Нормальный цемент		10,0	1560	79	48	56

* Пумерация мест такая же, как в таблице 4 Технического бюллетеня 194.

2) изменение длины цилиндров в 1%-ной (0,084 моля) растворе $MgSO_4$ и 3) изменение длины цилиндров в 1%-ном (0,071 моля) растворе Na_2SO_4. Результаты, приведенные в таблице 26, являются средними по пяти цилиндрам каждой экспозиции. Изменение длины оценивалось по среднему для пяти цилиндров числу месяцев, в течение которых происходило удлинение образцов на 0,01 дюйма (0,25 мм).

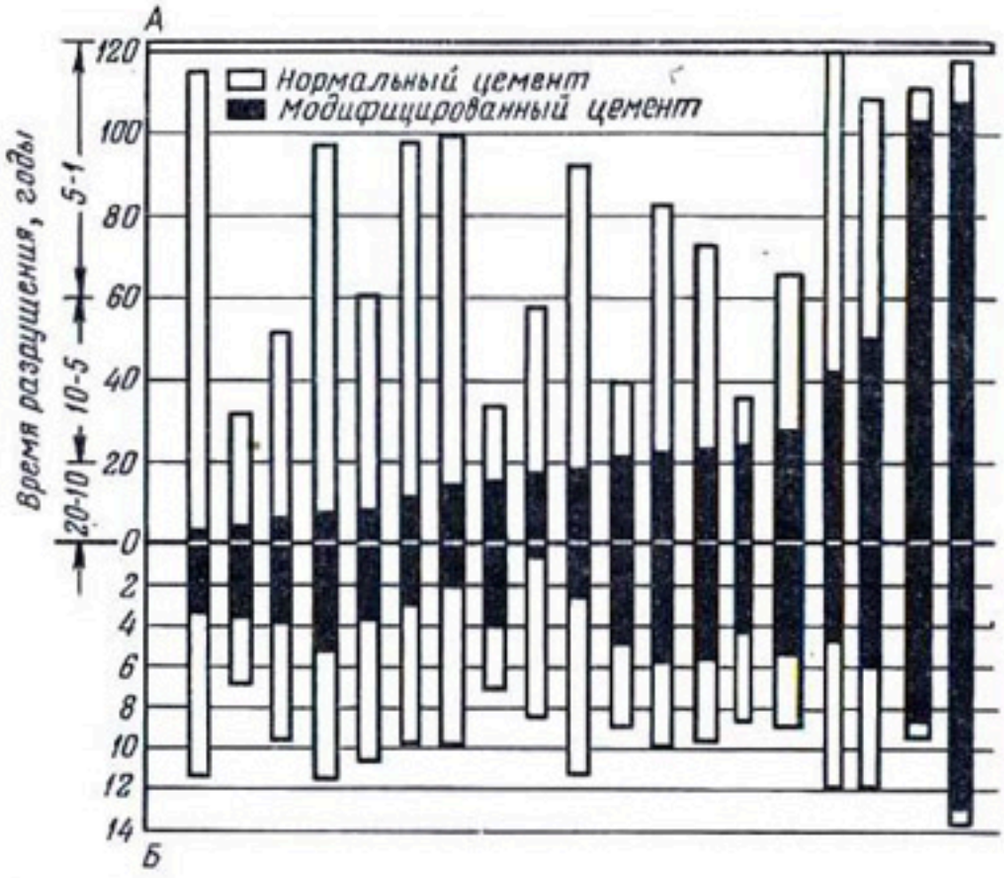


Рис. 148. Сравнение сульфатостойкости девятнадцати модифицированных и нормальных цементов одних и тех же заводов.

Шкала А—расположение цементов по степени сульфатостойкости; Шкала Б—содержание трехкальциевого алюмината в процентах.

3. Цементы с воздухововлекающими добавками. Работа Миннесотского университета в этой области ограничивалась испытанием двух цементов одного завода. Один цемент принадлежал к типу I по стандартам Американского общества по испытанию материалов и другой — к типу II; каждый из них был с воздухововлекающими добавками и без них. Воздухововлекающие добавки не оказали заметного влияния на сульфатостойкость цилиндров, сделанных из цемента типа I, но дали некоторые благоприятные результаты в цилиндрах, изготовленных из цемента типа II.

4. Ускоренные испытания сульфатостойкости цемента. Рабочий комитет по сульфатостойкости (Комитет С-1 по цементам

при Американском обществе по испытанию материалов) имел поручение разработать метод краткосрочного определения возможной сульфатостойкости портландцементов.

Этот метод должен требовать для завершения испытаний не более 28 дней. В связи с этими исследованиями была выяснена возможность применения следующих методов (подробно эти методы описаны в указываемой литературе): по внешнему виду поверхности восьмерок (Миллер и Мансон, 1951b) и цилиндров из стандартного оттавского песка (Макмиллан и др., 1949); испытания цилиндров на сжатие после экспозиции (Миллер и Мансон, 1951b; Макмиллан и др., 1949); испытание плит Меримена; испытания в растворе сахара по Меримену; испытания в текучей воде по Паулю; испытание на расширение в автоклаве; звуковые методы (все у Миллера и Мансона, 1951b); испытание сульфаточувствительности (Богю, 1947; Волохов, 1952); испытание балочек из тощего раствора (Миллер и Мансон, 1951b; Торвальдсон и др., 1927; Флеминг, 1933; Миллер и Снайдер, 1946; Волохов, 1952).

В процессе этой работы в 40 лабораториях были проведены тысячи испытаний балочек из тощего раствора. Сущность этого метода испытаний состоит в измерении расширения призм, имеющих в большинстве случаев размеры 2,5×2,5×30 см и 2,5× ×2,5×15 см. Однако в Канаде Торвальдсон проводил много более ранних испытаний на призмах, имеющих квадратное поперечное сечение со стороной 1,56 см и длиной 7,5 или 10 см. Флеминг использовал призмы 1,5×1,5×10 см. За некоторыми исключениями, все опыты с балочками из тощих растворов проводились по одной методике. Балочки были сделаны из цементного раствора с оттавским песком (отсортированного и отвечающего стандарту ASTM[1] C184), обычно состава 1 : 3 или 1 : 5 по весу. Балочки из тощего раствора помещались в раствор сернокислого магния или сернокислого натрия,в каждый раствор отдельно или в смесь этих растворов (концентрация раствора обычно составляла около 2 и 10%).

Сначала метод испытания балочек из тощего раствора оказался полезным средством оценки сравнительной стойкости цементов в лабораторных условиях. Но не было удовлетворительной корреляции между данными различных лабораторий о расширении балочек, которые были сделаны одинаковым способом, хранились в одинаковых условиях и подвергались одинаковым измерениям. Нетрудно, однако, видеть, почему существовали некоторые различия в отсчетах по компаратору[2] в пределах между 0,01 и 0,05%. К сожалению, эти различия слишком часто были столь велики, что сводили почти к нулю ценность метода испытаний балочек

[1] Американское общество по испытанию материалов.—*Прим. ред.*

[2] Компаратор—прибор для измерения удлинения образца.—*Прим. перев.*

из тощего раствора. Однако недавно этот недостаток был устранен Рабочим комитетом по сульфатостойкости при Американском обществе по испытанию материалов, который работал под руководством Вильяма Лерча, и в 1953 г. был принят новый способ, при котором в смесь при замесе добавляют гипс для того, чтобы довести общее содержание SO_3 в бетонной смеси до 7,0%. Затем балочки хранят в чистой воде и измеряют их расширение. Балочки такого типа, сделанные в различных лабораториях, обычно имели вполне удовлетворительный коэффициент корреляции и давали весьма успешные результаты за 28 дней (Американское общество по испытанию материалов, 1956).

§ 6. Специальные цементы

1. Пуццолановые (высокосиликатные) цементы. В миннесотских исследованиях (Миллер и Мансон, 1951) были проведены испытания семи пуццолановых цементов, которые содержали от 28 до 34% SiO_2 и от 6,2 до 25,6% C_3A. Сульфатостойкость этих семи цементов изменялась в таких же широких пределах, как и у 122 портландцементов, которые испытывались в той же серии опытов. Цилиндры, сделанные с этими пуццолановыми цементами, не расширялись и не разрушались, как это происходило с цилиндрами из портландцемента, но в кислых почвогрунтах они крошились при трении и сильно разъедались (Миллер и Мансон, 1948). В некоторых случаях их потери в весе составляли от 30 до 50%. Еще не ясно, существует ли какая-либо определенная зависимость между стойкостью против коррозии и химическим составом цемента. Как правило, пуццолановые цементы находились в лучшем состоянии в 1%-ном растворе Na_2SO_4 при лабораторных испытаниях, чем в воде Медицинского озера, среди солей которого преобладала соль $MgSO_4$. Состояние этих цилиндров показывает, что применение пуццолановых цементов не увеличивает стойкость дренажных труб в почвогрунтах с высоким содержанием $MgSO_4$, но приводит к повышению стойкости там, где почвенные сульфаты представлены солью Na_2SO_4. Однако эти цилиндры не так стойки к агрессивным воздействиям, как трубы, сделанные с умеренно стойкими портландцементами с относительно низким содержанием C_3A.

2. Глиноземистые цементы. Цементы этого типа резко отличаются от портландцемента, так как у них значительно ниже содержание извести и намного выше содержание Al_2O_3. Стандартные портландцементы содержат около 62% CaO и 5-10% Al_2O_3, в то время как глиноземистые цементы содержат 25-40% CaO и около 40% Al_2O_3.

В испытаниях в Миннесотском университете использовались два местных и два привозных глиноземистых цемента (Миллер и Мансон, 1951b). Среди цилиндров, помещенных в сульфатные воды Медицинского озера, наиболее стойкими оказались цилиндры с глиноземистым цементом (некоторые из этих цилиндров имели нормальную прочность после экспозиции в течение 20 лет). Однако нужно сказать, что, несмотря на высокую стойкость к действию почвенных сульфатов, некоторые из испытанных глиноземистых цементов имели недостаточную устойчивость при температурах не выше 21,1—37,8° С.

§ 7. Качество бетонных труб

Для того чтобы установить некоторые физические свойства дренажных труб, которые могут называться трубами «хорошего качества», Американское общество по испытанию материалов приняло в 1914 г. первый стандарт на дренажные трубы. Этот стандарт несколько раз пересматривался, и теперь имеется стандарт ASTM C4-55.

Технические условия устанавливают минимальную прочность и максимальное водопоглощение для отрезков дренажных труб, которые высушиваются в печи при температуре до 110—120° С и затем кипятятся в течение 5 часов. Бетонные трубы разделяются на два класса: на трубы «стандартные» и «повышенного качества». Физические свойства этих труб приведены в таблице 27.

Обычно в средних хозяйствах применяют дренажные трубы с диаметром от 10 до 30 см. Обыкновенно эти трубы изготовляются на машинах с выдавливающей головкой и отвечают требованиям ASTM, если выполняется определенный технологический процесс, т. е. применяются 1) хорошо отсортированный качественный каменный заполнитель и хороший цемент; 2) максимальное количество воды при замесе; 3) хорошее уплотнение материалов; 4) соответствующий уход.

Кроме того, должен быть выбран наиболее подходящий цемент для изготовления труб, которые будут укладываться в грунт с необычно высоким содержанием сульфатов. Там, где сульфаты представлены главным образом сернокислым натрием или сернокислым магнием, можно считать, что в почвогрунтах или в грунтовых водах находится 0,30% (3000 частей на миллион) сульфатов.

1. Производство дренажных труб повышенного качества. Правила изготовления бетонных дренажных труб повышенного качества хорошо разработаны. Они подробно освещены на странице 116 бюллетеня № 426 Опытной сельскохозяйственной станции Миннесотского университета (Миллер и Мансон, 1954). Ниже

Таблица 27

Требования к физическим свойствам бетонных дренажных труб

Внутренний диаметр трубы		Стандартные дренажные трубы			Дренажные трубы повышенного качества		
		максимальная средняя прочность, испытанная		максимальное среднее водопоглощение после пятичасового кипячения	максимальная средняя прочность, испытанная		максимальное среднее водопоглощение после пятичасового кипячения
		по методу трехгранной опоры	по методу песчаной опоры		по методу трехгранной опоры	по методу песчаной опоры	
дюймы	см	кг на 1 пог. м		%	кг на 1 пог. м		%
4	10	1190	1788	10	1639	2383	8
5	13	1190	1788	10	1639	2383	8
6	15	1190	1788	10	1639	2383	8
8	20	1190	1788	10	1639	2383	8
10	25	1190	1788	10	1639	2383	8
12	30	1190	1788	10	1639	2383	8
15	38	1294	1936	10	1639	2383	8
18	46	1384	2100	10	1788	2690	8
21	53	1490	2320	10	2190	3129	8
24	61	1683	2540	10	2383	3575	8
27	68	1840	2760	10	2690	4022	8
30	76	1990	2980	10	2980	4460	8
33	81	2140	3220	10	3278	4906	8
36	91	2290	3440	10	3575	5353	8
42	107	2580	3900	10	4170	6248	8

дается довольно обширное изложение некоторых разделов этого бюллетеня.

2. Гранулометрический состав каменного заполнителя. Главное требование к гранулометрическому составу при производстве бетонных дренажных труб может быть кратко выражено следующим образом. Несколько меньше 40% навески должно оставаться на сите № 8, и несколько больше половины этих 40% должно оставаться на сите № 4. При небольшом содержании крупнозернистых частиц в бетонной смеси будет крайне трудно изготовить дренажные трубы, особенно трубы повышенного качества, которые отвечали бы требованиям ASTM C4-55 в отношении водопоглощения. Влияние гранулометрического состава на прочность и поглощение показано в таблице 28, а примеры составов даны в таблице 29.

При желании изготовлять трубы из жесткого трамбованного бетона, когда изделия немедленно освобождают от форм, нужно

Таблица 28

Влияние гранулометрического состава заполнителя на качество бетонных дренажных труб*

Разрушающее усилие (метод песчаной опоры)			Водопоглощение			Ситовой анализ заполнителя			
трубы повышенного качества	стандартные трубы	трубы качеством ниже стандартных	трубы повышенного качества	стандартные	трубы качеством ниже стандартных	№ сита	трубы повышенного качества	стандартные трубы	трубы качеством ниже стандартных
							полные остатки		
кг на 1 пог. м			%			%			
2340	2160	1639	6,0	9,4	11,6	3/4	0	0	0
2310	1940	1940	5,9	9,1	10,3	3/8	0	0	0
2420	1920	1639	6,9	9,4	11,0	4	26	20	1
2820	2060	1480	5,7	10,1	11,5	8	40	34	12
3300	1920	1210	6,3	9,9	14,1	16	50	45	26
2820	2520	1630	6,1	9,1	11,3	30	62	58	56
2160	2000	1700	5,8	10,0	11,9	50	86	84	88
3301	2230	1570	5,9	10,1	12,1	100	97	97	98
2600	—	1610	6,2	—	11,3		—	—	—
2460	—	1830	5,8	—	—		3	3	3
2660	2090	1630	6,1	9,6	11,7		3,6	3,4	2,8

* Приведенные здесь результаты получены при испытании труб с номинальной толщиной стенок; диаметры труб: 10,2 см (трубы повышенного качества) и 15,2 см (стандартные трубы и трубы, качество которых ниже качества стандартных труб).

Таблица 29

Примеры рекомендуемых составов бетона для изготовления дренажных труб

Состав	Стандартные трубы	Трубы повышенного качества	
	диаметр от 12,7 до 20,3 см *	диаметр от 12,7 до 20,3 см	диаметр от 25,4 до 30,5 см
Цемент, кг	42,63	42,6	42,6
Песок, кг	120,20	95,2	85,2
Гравий, кг	30,8	33,1	42,6
	Состав 1 : 3 $^1/_2$ по весу	Состав 1 : 3 по весу	Состав 1 : 3 по весу

* Трубы диаметром более 30,5 см рекомендуется изготавливать повышенного качества.

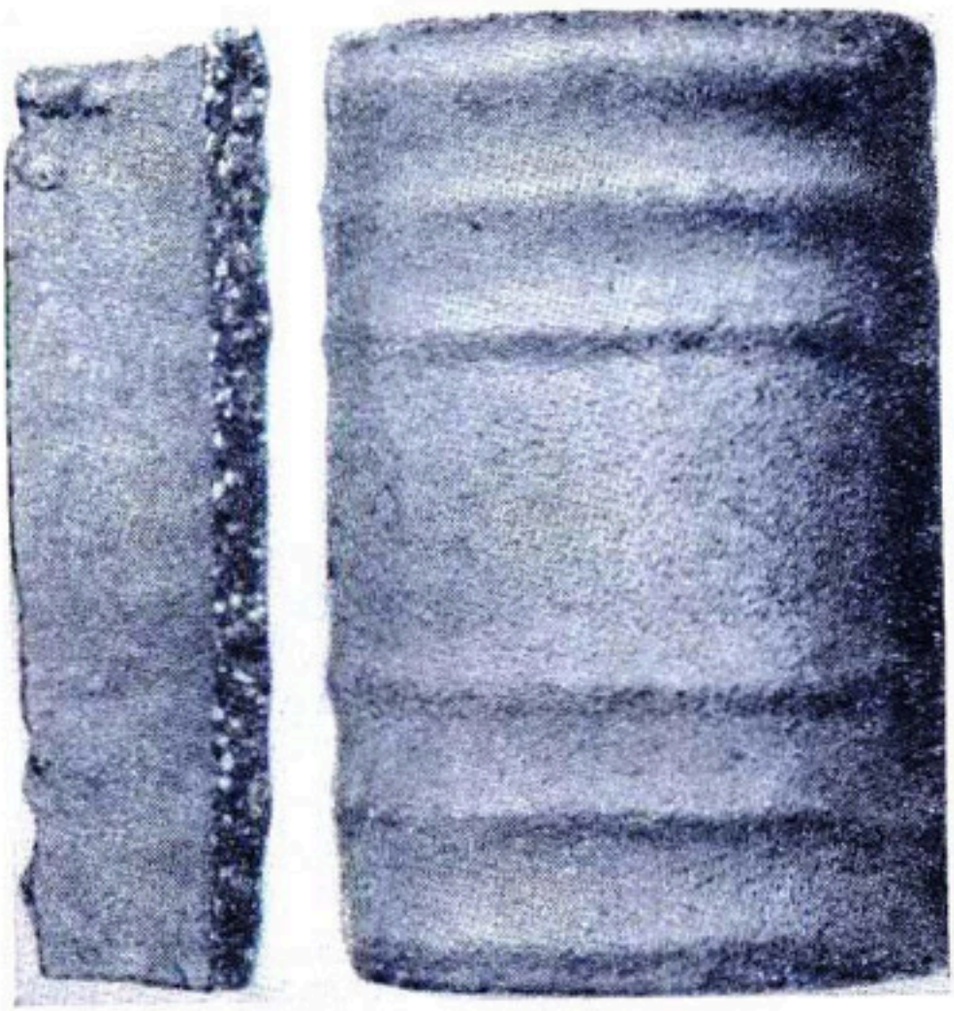


Рис. 149. Дренажная труба очень хорошего качества (диаметр трубы 15,2 см).

применять составы с небольшим количеством воды, чтобы изделия не прилипали к формам или не оплывали после удаления форм. Однако при изготовлении из жесткого трамбованного бетона с небольшим количеством воды качество дренажных труб оказывается значительно ниже качества труб, изготовленных из жирных смесей.

Если бетонная смесь слишком суха, то наружная поверхность трубы будет относительно гладкой. Показателем наилучшего качества является некоторая шероховатость на внешней поверхности трубы. На рисунке 149 показан внешний вид трубы, изготовленной из смеси с хорошо отсортированным каменным заполнителем и достаточным количеством воды. На рисунке 150 показана труба плохого качества, изготовленная из жесткой бетонной смеси с очень большим содержанием песка. Практически количество воды для затворения определяется рабочим на бетономешалке.

3. Уплотнение бетона. Тщательный подбор соотношения заполнителя цемента и воды не гарантирует высокую прочность

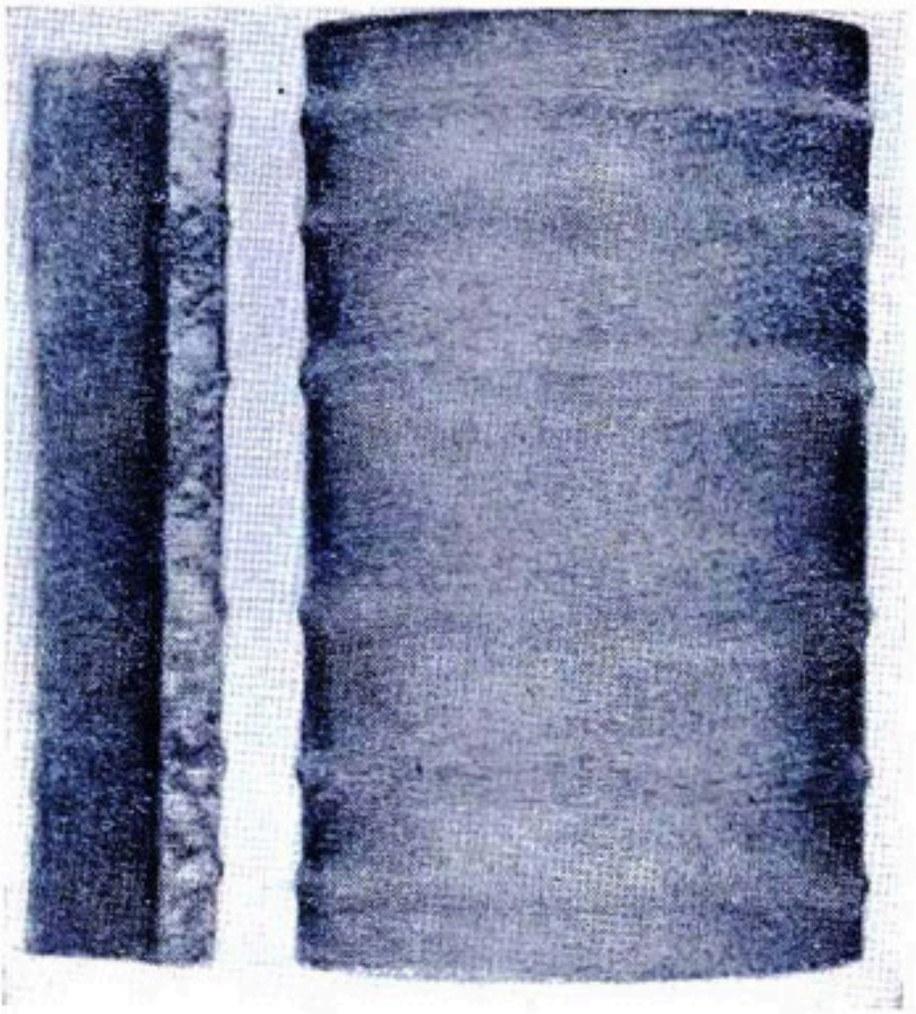


Рис. 150. Дренажная труба плохого качества (диаметр трубы 15,2 см).

и низкое поглощение у дренажных труб, если получившаяся жесткая смесь не будет хорошо уплотнена в процессе формовки труб.

Влияние уплотнения на водопоглощение и прочность бетона, изготовленного из жесткой смеси, иллюстрируется графиком на рисунке 151. График составлен по данным испытаний цилиндров из бетонных смесей, пригодных для изготовления дренажных труб. Цилиндры были одинаковы во всех отношениях, за исключением того, что трамбование смеси при их изготовлении изменялось от слабого до слишком сильного. Обратите внимание на то, что предел прочности на сжатие изменяется на этом графике от 420 до 84 кг/см^2 при изменении поглощения от 5 до 13%.

4. Уход за трубами. Все бетонные трубы должны быть подвергнуты обработке влагой, чтобы к моменту установки они отвечали требованиям ASTM по прочности и поглощению.

Укажем два различных метода влажной обработки бетонных труб: 1) обрызгивание или выдерживание в тумане и 2) обработка насыщенным паром при температурах 38—88° С или выше.

Влажное хранение при обычной температуре вполне отвечает требованиям, если оно продолжается достаточно длительное время при благоприятной погоде, но оно неосуществимо при холодной погоде. С точки зрения производства такое хранение слишком длительно потому, что даже при умеренно холодной погоде твердение бетона требует времени и при наличии влаги для достижения достаточной прочности.

Можно предполагать, что при прочих равных условиях прочность бетонных труб, хранившихся непрерывно в течение 28 дней при температуре 0,6° С, будет составлять только $^2/_3$ (а при температуре 10° С — только $^5/_6$) прочности труб, которые твердели при 22° С.

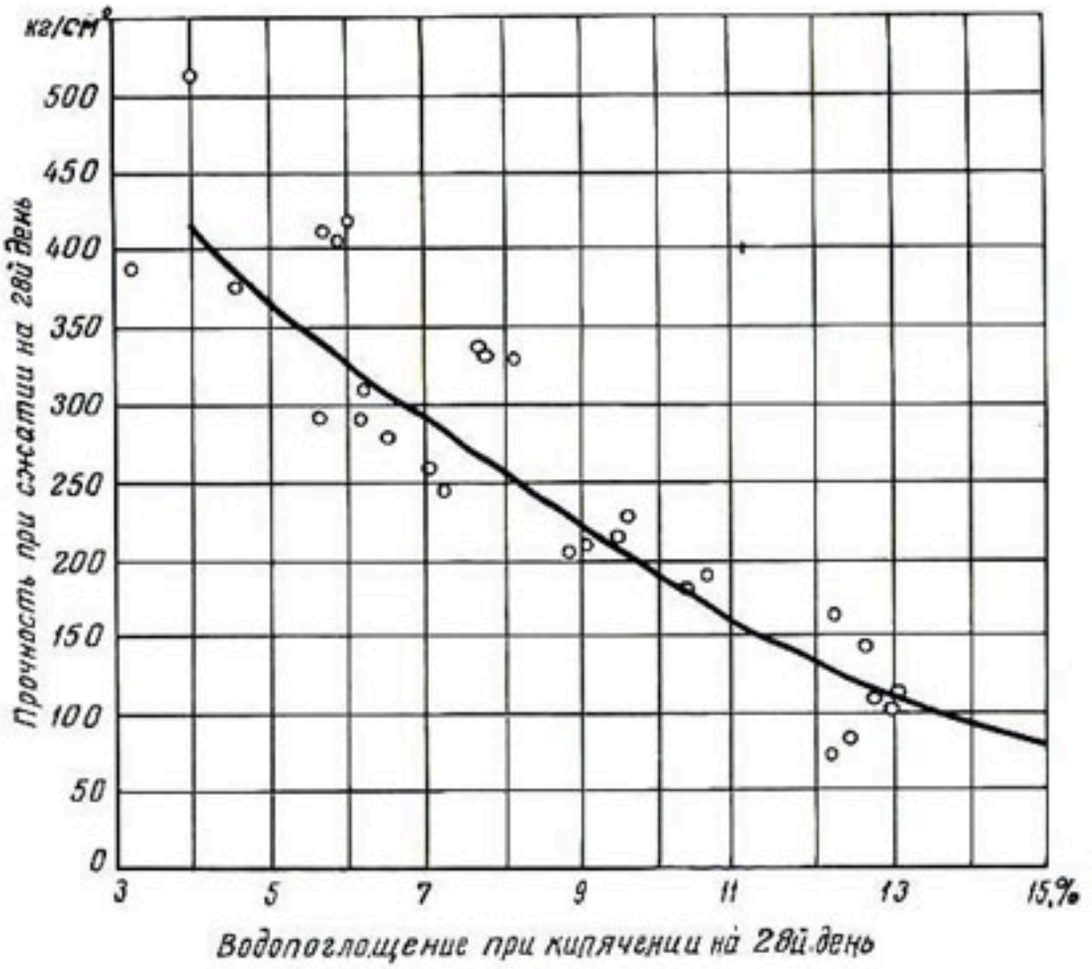


Рис. 151. Зависимость между прочностью и водопоглощением трамбованных цилиндров размером 5,1 × 10,2 см с различной степенью уплотнения. Состав смеси 1 : 3 (такой состав применяется на предприятиях, изготовляющих трубы).

Если исходить из фактора времени, то это означает, что для того, чтобы получить равную прочность труб, хранившихся при температурах 0,6; 10 и 22° С, нужно увеличить продолжительность периода влажного хранения в соответствии с приведенными ниже данными.

Продолжительность влажного хранения, необходимая для получения бетона равной прочности при трех температурах

22° С	10° С	0,6° С
2 дня	3 дня	7 дней
3 дня	5 дней	13 дней
$4^1/_2$ дня	8 дней	25 дней

5. Насыщенный пар при температуре до 100° С. В производстве бетонных труб в начальный период твердения стало обычным создавать с помощью пара низкого давлении теплую и влажную среду для изделий. Основной причиной использования пара низкого давления явилось ускорение нарастания прочности в раннем возрасте. В этом отношении результаты являются совершенно удовлетворительными, за исключением того, что если трубы пропаривать слишком скоро после их изготовления, то бетон может быть ослаблен и иметь высокое водопоглощение. Хотя эти методы не стандартизованы, имеются некоторые приемы, которые разработаны в лабораториях и в производственных условиях и являются вполне приемлемыми при использовании пара низкого давления для обработки дренажных труб.

С точки зрения прочности повышение температуры обработки выше 76,7° С ничего не дает. Возможно даже определенное замедление в нарастании прочности, если не потеря прочности, при температуре около 87,8° С. С другой стороны, в пределах от 37,8 до 76,7° С нарастание прочности пропорционально увеличению температуры.

Прочность опытных цилиндров, хранившихся в воде при комнатной температуре и пропаривавшихся при температурах 37,8°. 68,3 и 100° С, показана в таблице 30, построенной по данным испытаний в Миннесотском университете.

Таблица 30

Предел прочности при сжатии у цилиндров в возрасте 7 дней, твердевших в воде и в среде насыщенного пара, в кг/см²

Время обработки * после хранения в течение 24 часов во влажной среде	Вода при температуре 21,1° С	Пар при температуре		
		37,8° С	124° С	100° С
6 часов	—	256,4	306	240
24 часа	—	310	334	288
4 дня	—	334	387	334
6 дней	287			
27 дней	405,0			

* Испытания на 28-й день.

Если принимать во внимание только одну прочность, то на основании ряда испытаний можно заключить, что температура 68 ± 8° является достаточной для помещения, где дренажные трубы обрабатываются насыщенным паром.

6. Пропаривание при высокой температуре. Всякое рассмотрение сульфатостойкости бетона будет неполным, если не упомянуть о заметном увеличении сульфатостойкости после пропаривания при повышенных температурах (Миллер и Мансон, 1951b). Этот вопрос не будет рассматриваться здесь подробно. Упомянем лишь о том, что пропаривание при повышенных температурах способствует выравниванию сульфатостойкости цементов различного химического состава. Другими словами, относительное повышение сульфатостойкости бетона, вызываемое пропариванием при повышенных температурах 100—176,7° С, обычно значительно больше у цементов с низкой сульфатостойкостью, имеющих высокое содержание соединения C_3A.

7. Заключение. Очевидно, некоторые приемы в производстве бетонных труб малого диаметра на машинах с выдавливающей головкой обеспечивают более высокую прочность труб, более низкое поглощение и более значительную долговечность.

Существуют различные точки зрения относительно некоторых фаз рассмотренного производственного процесса, но сам процесс, как здесь было показано, является в основном правильным. Дальнейшие подробности можно найти в работе Мансона и Миллера (1954).[1]

§ 8. Гончарные трубы в кислых и сульфатных грунтах

1. Действие кислот на гончарные дренажные трубы. Как известно, никогда не сообщалось о случаях агрессивного действия почвенных кислот на гончарные дренажные трубы.

2. Действие сульфатов на гончарные дренажные трубы. Гончарные дренажные трубы, которые отвечают требованиям технических условий ASTM на стандартные трубы, не подвержены действию сульфатов почвогрунтов. Однако гончарные трубы с поглощением значительно выше 13% могут полностью раскрошиться под действием механических сил, развивающихся при кристаллизации солей, если трубы оставить лежать в течение

[1] Отметим, что в настоящее время технология изготовления бетонных изделий существенно меняется в связи с применением вибрации.— *Прим. ред.*

нескольких лет на поверхности грунта с высоким содержанием солей.

Выходящие наружу концы труб с высоким поглощением могут дать большие трещины, если они будут подвергаться действию солей. Действие солей в этом случае будет усиливаться, если наружные концы труб будут еще замерзать. Поэтому не следует укладывать гончарные дренажные трубы в грунты с большим содержанием растворимых солей, если эти трубы не отвечают техническим условиям стандарта на дренажные трубы (ASTM C 4).

5. ГРАВИЙНАЯ ОБОЛОЧКА ТРУБ

Гравийная оболочка дренажных труб должна отвечать двум требованиям: 1) она должна быть более проницаема для воды, чем естественные грунты, и, следовательно, должна позволять воде свободно поступать в дрену и 2) должна удерживать естественный грунт от движения его в дрену или фильтр.

Вмывание тонкозернистого материала в дренажную линию (или в колодец грунтовых вод) с поступающей водой обычно называют «пайпингом» (piping)[1]. Наиболее подвержены пайпингу очень мелкий песок и крупный ил. В таких материалах сцепление частиц и их размеры очень малы, и они могут двигаться при очень малых скоростях воды.

Расчету гравийных фильтров наибольшее внимание уделяли проектировщики гравийных фильтров колодцев. Скорость поступления воды в колодцы значительно выше скорости потока, поступающего в дренажные трубы. Следовательно, критерии, разработанные для колодцев, не применимы непосредственно к дренажным трубам.

Расчетом фильтров интересуются также те, кто занимается проектированием земляных плотин, где рассматривается эрозия проницаемых оснований. Из-за сходства этих двух проблем результаты исследований при проектировании земляных плотин приложимы и к расчету фильтров дренажных труб[2].

---

[1] В СССР как вымыв тонкозернистого материала из естественного грунта, так и поступление его в колодцы и дрены обычно называют общим термином «суффозия».— *Прим. ред.*

[2] По затронутым вопросам в СССР проведены значительные исследования; из них отметим следующие работы: С. К. Абрамов и В. М. Гавриленко, Фильтры буровых скважин, Госстройиздат, М., 1954; А. Н. Патрашев и Г. Х. Праведный, Проект инструкции по проектированию обратных фильтров гидросооружений, изд. ВНИИМГ, Л., 1963; В. С. Истомина, Фильтрационная устойчивость грунтов, Гос-

Терцаги в 1921 г. получил патент на фильтр, регулирующий фильтрацию в плотинах на проницаемом основании (Терцаги и Пек, 1948). Приняв за основу диаметр частиц, он установил, что 15%-ный диаметр частиц фильтра должен не более чем в 4 раза превышать 85%-ный диаметр естественного грунта и, по крайней мере, быть в 4 раза больше 15%-ного диаметра естественного грунта.

Процентным диаметром песка или гравия называется такой диаметр, который указывает процентное отношение веса частиц диаметром меньше процентного к весу всех частиц. Следовательно, частицы 50%-ного диаметра составляют 50% от веса всего образца; 50%-ный диаметр может также обозначаться так: $D50$.

Коэффициентом однородности данного песка или гравия называется отношение 60%-ного диаметра к 10%-ному диаметру.

Бертрам (1940) пропускал лишенную воздуха воду через слоистую колонку, которая состояла из материалов, составляющих фильтр, и из грунтов основания. Напор измерялся в различных точках колонки, и коэффициент фильтрации служил показателем удачной или неудачной работы фильтра. Большое снижение коэффициента фильтрации материала, составляющего фильтр, свидетельствовало о движении частиц, составляющих грунты основания, в фильтр с последующим закупориванием пор.

После окончания испытаний был сделан механический анализ образцов, чтобы количественно оценить результаты вымывания естественных грунтов.

В опытах использовались как однородные пески (оттавский дробленый песок), так и фракционированный материал фильтра. Бертрам пришел к следующему заключению: 1) минимальное критическое отношение 15%-ного диаметра материала, использованного для фильтра, к 15%-ному диаметру грунта основания на пределе устойчивости составляет приблизительно 9 (однородный песок). Минимальное критическое отношение 15%-ного диаметра материала, использованного для фильтра, к 85%-ному диаметру грунта основания на пределе устойчивости равно приблизительно 6; 2) критическое отношение практически не зависит от формы зерен песка.

Опыты, которые наиболее близко соответствуют условиям трубчатого дренажа, были проведены Опытной станцией водных путей США. В этих опытах применялись перфорированные трубы с отверстиями, которые были значительно больше обычных зазоров между

стройиздат, 1957; Ю. М. Шехтман, Фильтрация малоконцентрированных суспензий, изд. АН СССР, 1961; Д. М. Минц и С. А. Шуберт, Гидравлика зернистых материалов, Изд. МКХ РСФСР, М., 1955.— *Прим. ред.*

трубами. В опытах использовали лоток длиной 10,8 м, шириной 0,6 и высотой 1,2 м. На дно лотка была положена труба диаметром 15,2 см, и после укладки гравийного фильтра лоток заполнялся грунтом. Другие опыты проводились с вертикальными фильтрационными колонками, сделанными из прозрачного люцита. В этих колонках движение частиц грунта основания наблюдалось визуально (Опытная станция водных путей США, 1941). Фильтр был сделан из бетонного песка, к которому был добавлен средний и мелкий гравий для того, чтобы частицы грунта основания не проникали в большие отверстия дренажных труб. Вымывание мелкозернистых фракций через этот фильтр позволило определить предельные размеры частиц фильтра, которые предупреждают вымывание мелкозернистых частиц грунтов через фильтр.

Потери напора между различными точками по вертикальной оси колонки определялись по манометрам. Прежде всего предполагалось проследить за вмыванием мелкозернистого грунта основания в материал фильтра путем наблюдения за изменением потери напора в фильтре. Было установлено, что визуальные наблюдения позволяют легко получить представление о движении мелкозернистого грунта через фильтр. Для этих опытов не требовалась вода, лишенная воздуха.

Эти опыты показали, что материал фильтров для целей дренажа должен укладываться плотно. Плотной укладки не будет, если влажный песок или гравий сбрасывать в дренажную траншею.

Обобщим результаты исследований следующим образом:

Бертрам	$\frac{D15 \text{ фильтра}}{D15 \text{ основания}} = 9$	$\frac{D15 \text{ фильтра}}{D85 \text{ основания}} = 6$
Опытная станция водных путей США		$\frac{D15 \text{ фильтра}}{D85 \text{ основания}} = 5$
Бюро мелиораций	однородный материал	$\frac{D50 \text{ фильтра}}{D50 \text{ основания}} = 5 \div 10$
	фракционированный материал	$\frac{D50 \text{ фильтра}}{D50 \text{ основания}} = 12 \div 58$

Имеется еще много других неисследованных проблем, связанных с гравийными фильтрами. Возможно, что закупоривание пор будет вызывать образование слоя пониженной проницаемости между материалом фильтра и основным грунтом. Лезервуд и Петерсон (1954) изучали потери напора на этой границе раздела и анализировали размеры частиц при рассмотрении данных опыта. Этот анализ привел к простому соотношению, в котором потеря напора на поверхности раздела фильтра и грунта основания является функцией среднего диаметра мелких частиц песка или гравия, числа Рейнольдса для потока в гравии, состоящем из частиц малого диаметра, и эмпирической константы, которая, как полагают,

зависит главным образом от среднего диаметра и распределения размеров частиц песка или гравия. Это соотношение имеет следующий вид:

$$h/D_s = C\mathrm{Re},$$

где h — потеря напора на границе раздела;
D_s — средний диаметр частиц малого размера.
$C = 1{,}02 \cdot 10^8$ (константа C является значением h/D_s при числе Рейнольдса $\mathrm{Re} = 1$).

По экспериментальным данным, полученным Лезервудом и Петерсоном,

$$C = \frac{1{,}02 \cdot 10^8 s\, e}{(D_s \cdot D_e)^{4 \div 6}},$$

где s, e — стандартные отклонения частиц большого и малого диаметра соответственно;
D_e, D_s — средние диаметры.

Это уравнение применимо только к такой укладке, в которой пределы изменения размеров зерен относительно малы.

Если фильтр неудачен, т. е. материал основания вымывается через фильтр, потери напора на поверхности раздела уменьшаются в результате увеличения размера пор. Это явилось косвенным испытанием устойчивости фильтра и привело к следующим предлагаемым здесь критериям устойчивости фильтра:

$$\frac{D15 \text{ фильтра}}{D85 \text{ основания}} = 4{,}1; \qquad \frac{D50 \text{ фильтра}}{D50 \text{ основания}} = 5{,}3.$$

Дренажные трубы проектируются и устанавливаются как с гравийными фильтрами, так и без них. Там, где грунты устойчивы и поступление наносов в дрены не является проблемой, необходимости в гравийном фильтре нет. Дренажных труб без фильтра уложено значительно больше, чем с фильтром, особенно во влажных районах. Более того, часто практикуется такая укладка дренажных труб, при которой между трубами оставляют зазор для облегчения поступления воды. Однако в большинстве западных штатов подобная практика невозможна из-за неустойчивости многих грунтов и из-за трудностей, обусловленных поступлением в дрены наносов. Некоторые из первых систем трубчатого дренажа на Западе, построенные без гравийных фильтров, имели песколовки (песчаные ящики), которые размещались через определенные интервалы и служили для удаления наносов, поступавших в дрену. Было установлено, что этот метод является дорогим и сравнительно неэффективным. Опыт ряда лет показал, что для большинства грунтов западных штатов

гравийный фильтр необходим для длительного и эффективного функционирования трубчатого дренажа. Фильтр не только предупреждает поступление наносов в трубу, но служит также устойчивым основанием для дренажных труб, укладываемых в грунтах, где размещение труб без фильтра является сложной задачей. Хотя имеется много грунтов, которые достаточно устойчивы

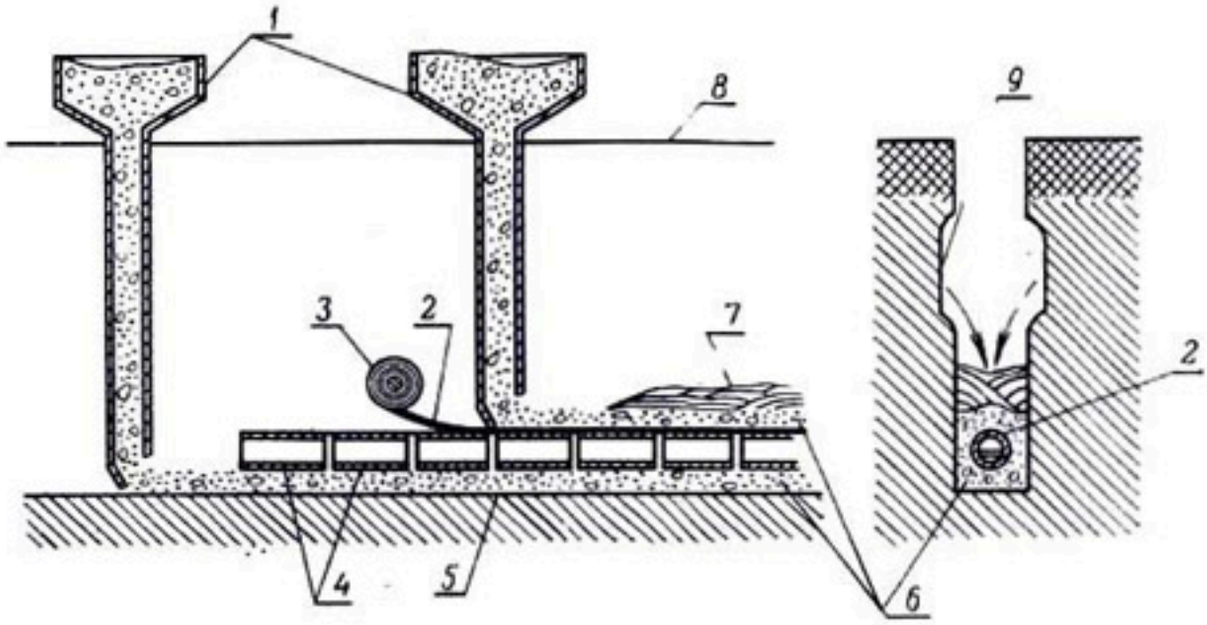


Рис. 152 и 153 (продольный и поперечный разрезы). Трубы, уложенные с гравийным фильтром и с защитным слоем просмоленной бумаги:
1 — воронка для засыпки гравия; *2* — защитный слой просмоленной бумаги; *3* — рулон просмоленной бумаги; *4* — дренажные трубы; *5* — дно траншеи; *6* — гравийная оболочка (фильтр); *7* — заполняющий грунт; *8* — поверхность почвы; *9* — заполнение из наиболее проницаемых слоев грунта.

и не требуют гравийной укладки, возможность непредвиденного появления мелкозернистых песков или илистых линз в таких грунтах делает необходимой укладку гравийного слоя.

Гравийные оболочки широко применялись в долинах Империал и Кочелла (штат Калифорния).

В этих и ряде других районов использовались дренажные машины, которые укладывают материал фильтра вокруг дрен в то время, когда укладывается сама труба. Этот метод укладки дренажных труб показан на рис. 152 и 153. Слой фильтрующего материала из воронки подается на дно траншеи, труба кладется на место и посредством роликов с гидравлическим управлением придвигается к трубе, которая была уложена раньше. После этого полоса просмоленной бумаги раскатывается по верху трубы (иногда этого и не делается). Гравий, который поступает по второму гравийному желобу, распределяется поверху и вокруг трубы. Укладка труб заканчивается засыпкой траншеи ранее вынутым грунтом.

Многолетний опыт показал, что природный гравий, который хорошо отсортирован, можно использовать в качестве оболочки дренажных труб. Гранулометрический состав гравия, который успешно использовался в долинах Империал и Кочелла, показан на рисунке 154. Нужно отметить, что эти фильтры содержали

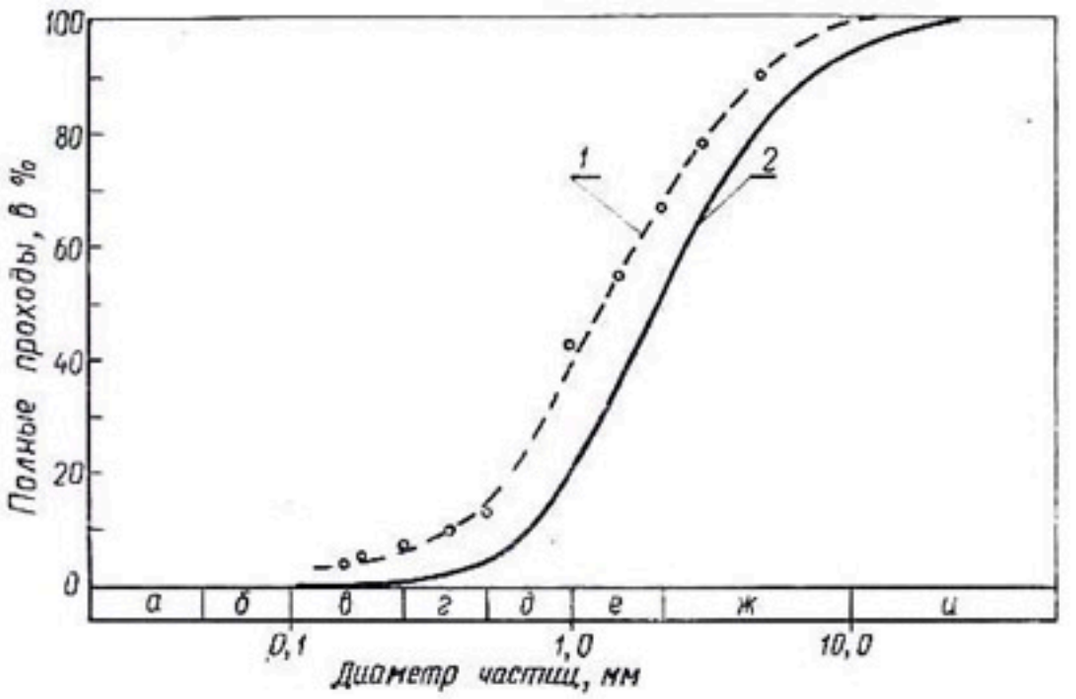


Рис. 154. Типичные гравийные фильтры, применявшиеся в долинах Империал и Кочелла (штат Калифорния). Кривые гранулометрического состава фильтров:

1 — в долине Кочелла; *2* — в долине Империал; *а* — ил; *б* — песок очень мелкий; *в* — песок мелкий; *г* — песок средний; *д* — песок крупный; *е* — песок очень крупный; *ж* — гравий мелкий; *и* — гравий крупный.

много песка. В фильтрах долины Империал только 49% материала относится к гравию (размер частиц более 2 мм), а в фильтрах долины Кочелла гравием является лишь около 32% материала. Практически весь остальной материал классифицируется как крупный и средний песок (частицы размером от 0,25 до 2,0 мм). Установлено, что гравий большого диаметра и особенно однородный по размерам является неэффективным в фильтрах из естественных пород[1].

Перевод З. А. Сыромятниковой

[1] В настоящее время в СССР построены и хорошо работают дреноукладчики, сконструированные Главсредазирсовхозстроем и Институтом водных проблем (САИВПиГ). См. Технические указания по комплексномеханизированному строительству закрытого горизонтального дренажа, Ташкент, 1963.—*Прим. ред.*

II. ДРЕНАЖ ОРОШАЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ

Орошаемые земли часто требуют применения дренажа; этот факт многим кажется абсурдом. Фермеры затрачивают значительные средства на подготовку земель к орошению и на оросительную воду.

Причин применения дренажа на орошаемых землях Запада США очень много: большая фильтрация воды из рек, недостаточный контроль за расходованием воды на фермах и др. В этом разделе монографии исследуются причины, которые вызывают применение дренажа, и рассматриваются методы дренирования почв.

Дренаж издавна является спутником ирригационных работ в засушливых районах начиная с самых древних времен. Долины рек Тигра и Ефрата в древней Месопотамии на значительной площади превратились в пустыню из-за аккумуляции солей в поверхностных слоях почвы.

В свое время около 4 000 000 га земель в древней Халдее были высоко плодородными землями (Минс и др., 1930). В настоящее время большинство земель этого района является засоленной равниной, на которой лишь кочующие племена находят скудный корм для выпаса своих стад. Остатки заброшенных ирригационных систем и засоленные земли в странах Ближнего Востока и в пустыне Сахаре указывают, что плохое дренирование земель привело в конце концов к экономической гибели целых районов.

В некоторых случаях все это, вероятно, служило причиной упадка и гибели многих цивилизаций, которые процветали здесь с давних времен (Торн, 1951)[1]. Имеются сведения, что на терри-

---

[1] Здесь высказывается ошибочная, но довольно распространенная в зарубежной литературе точка зрения о том, что засоление орошаемых земель в древних районах ирригации Азии и Африки явилось причиной «упадка и гибели многих цивилизаций». На самом деле возвышение и упадок восточных деспотий вызывались многими социально-экономическими причинами, вытекающими из самого существа социального строя. Приведем высказывания на этот счет классиков марксизма-ленинизма (К. Маркс и Ф. Энгельс, Соч., т. IX, 1932, стр. 347—348):

«В Азии с незапамятных времен существовали лишь три отрасли управления: финансовое ведомство, или ведомство по ограблению своего собственного народа, военное ведомство, или ведомство по ограблению соседних народов, и, наконец, ведомство публичных работ. Условия климата и почвы, особенно огромные пространства пустыни, тянущейся от Сахары через Аравию, Персию, Индию и Татарию до возвышенностей Азиатского плоскогорья, сделали систему искусственных орошений при помощи каналов и водных сооружений основой восточного земледелия. Подобно тому, как в Египте и в Индии пользуются наводнениями для орошения полей, точно так же в Месопотамии, Персии и других странах пользуются высоким уровнем

тории США ирригационные сооружения строились еще индейцами и в более позднее время испанцами в долинах реки Хила (штат Аризона) и Рио-Гранде (штаты Новая Мексика и Техас). Однако эти сооружения в конце концов были заброшены из-за недостатка в дренаже. Остатки оросительных систем вблизи населенного пункта Айлита, где находится резервация для индейцев (штат Новая Мексика), говорят о том, что орошаемые культуры выращивались здесь еще до открытия Америки Колумбом (Бладгуд, 1930). Испанцы в шестнадцатом столетии нашли, что индейцы, жившие в районе Пуэбло, занимались примитивным орошаемым земледелием, забирая воду из реки Рио-Гранде. Многие из этих земель в настоящее время засолены и не могут быть использованы для выращивания сельскохозяйственных культур.

В наше время мы еще больше ощущаем необходимость дренажа, который следует за подачей оросительной воды на земли, которые лежали сухими и не занятыми в продолжение многих столетий. Еще в 1886 г. Хилгард, известный исследователь почв, признавал необходимость дренажа в долине Сан-Хуакин, штат Калифорния (Хилгард, 1886; Уэр, 1954). Еще раньше, в 1857 г., пионеры штата Юта получили из Индии письма, рассказывающие о мелиорации засушливых земель (Браун, 1913).

Следует указать, что сразу же вслед за орошением возникает необходимость осушения орошаемых земель. На первый взгляд может показаться, что водопроницаемый верхний слой почвы, который подстилался песчаными слоями, залегающими на небольших глубинах, и не использовался в течение многих столетий, не под-

воды для того, чтобы наполнять водой оросительные каналы. Эта элементарная необходимость экономного и совместного использования воды, которая на Западе толкнула частную предприимчивость соединяться в добровольные ассоциации, как во Фландрии и в Италии, на Востоке, где цивилизация была на слишком низком уровне и где размеры территории слишком обширны, чтобы вызвать к жизни добровольные ассоциации, повелительно требовала вмешательства централизующей силы правительства. Отсюда та экономическая функция, которую вынуждены были выполнять все азиатские правительства, а именно функция организации публичных работ. Эта система искусственного оплодотворения почвы, зависевшая от центрального правительства и приходившая немедленно в упадок при нерадивом отношении этого правительства к ирригационным и осушительным работам, объясняет тот необъяснимый иначе факт, что мы видим теперь бесплодными и пустынными целые территории, некогда бывшие прекрасно обработанными, как, например, Пальмиру, Петру, развалины Йемена и обширные провинции Египта, Персии, и Индостана. Этим также объясняется тот факт, что одна разорительная война оказалась способной обезлюдить страну на целые столетия и лишить ее всей ее цивилизации».

Интересующиеся историей развития ирригации и связанной с ней борьбой с засолением орошаемых земель могут прочесть следующие работы: А. Н. Аскоченский, Орошение и обводнение земель в СССР, Сельхозиздат, М., 1961; П. Д. Гулатп, Орошение в разных странах мира, Сельхозгиз, М., 1957.— *Прим. ред.*

вержен заболачиванию. Однако опыты показали ошибочность этих рассуждений.

Проект орошения новых земель в Фаллоне (штат Невада) был одним из первых проектов, осуществленных Бюро мелиораций в 1902 г. После постройки плотины в 1906 г. было начато орошение на площади около 28 000 га (Уолкер, 1924). Заболачивание этих земель началось вскоре после начала орошения, и в конце 1918 г. на площади более 14 000 га уровень грунтовых вод залегал на глубине не более 1,8 м от поверхности земли. В 1921 г. здесь начали строить открытые глубокие дрены, а к концу 1923 г. было построено свыше 240 км открытых дрен, которые отводили с поверхности как сбросные от орошения воды, так и подпочвенные. Хотя все время и производилось дополнительное строительство дренажной сети, однако, несмотря на это, уровень грунтовых вод на этих площадях продолжал оставаться высоким. Можно привести много других примеров необходимости дренирования орошаемых площадей. Например, в 1912 г. было дренировано 26 000 га земель в долине реки Пекос в штате Нью-Мексико (Бладгуд, 1921).

Харт (1915) указывал, что в США более 10% площадей, которые орошались в течение некоторого длительного периода, являются или совершенно непродуктивными, или используются для выращивания малоценных сельскохозяйственных культур, или же являются скудными пастбищами. Эти «испорченные» земли находятся во всех засушливых и полузасушливых районах и в каждой долине, где ведется орошаемое земледелие.

История ирригации в долине Империал (штат Калифорния) также подтверждает необходимость дренажа на орошаемых землях. На этих площадях выпадает менее 80 мм осадков в год, климат пустынный, летняя температура свыше 43° С, максимальная температура около 50° С. Когда после 1900 г. из реки Колорадо начала подаваться вода для орошения, ранним поселенцам не приходила в голову мысль о возможности заболачивания этих сухих земель. К предупреждениям специалистов-почвоведов и инженеров все относились с презрением и часто осмеивали их в местных газетах.

В 1911 г. Куа и Пакард (1911) из Калифорнийского университета рекомендовали для дренажа применять гончарные трубы, и в период 1929—1955 гг. было заложено 7 553 км этих труб для дренирования 76 800 га земель.

Для ранних поселенцев бассейна реки Уибер (штат Юта) дренаж не являлся проблемой. Орошение здесь впервые начали применять на землях, находящихся вблизи существующих водных источников и расположенных по соседству с пустыней Грейт-Солт-Лейк. Здесь получали высокие урожаи и происходило интен-

сивное освоение новых земель. По мере того как орошение распространялось на более высокие земли, появлялась необходимость дренирования низко расположенных земель, и в конце концов было заброшено много освоенных земель (Уорник и Гринхол, 1955).

Современные исследования показывают, что в бассейне реки Уибер необходимо осушить 19 600 га земли.

Службой охраны почв подсчитано, что 3,2 млн. га земель в 17 западных штатах нуждаются в улучшении посредством дренирования (Миллиган, 1955). В штате Юта имеется около 100 000 га заболоченных и засоленных земель, которые нуждаются в дренаже.

Приведенные примеры с достаточной убедительностью иллюстрируют необходимость дренажа орошаемых земель.

1. ИСТОЧНИКИ ДРЕНАЖНЫХ ВОД

§ 1. Практика орошения

Основной причиной, обусловливающей необходимость дренирования орошаемых земель, является излишнее применение оросительной воды (Бладворт и Росс, 1951; Бладгуд, 1921; Харт, 1915; Уэр, 1919; Браун, 1913; Баллантайн, 1916; Эллиот, 1910; Расмюссен, 1951; Бэркхолдер, 1919; Израэльсен и др., 1950; Доншап и др., 1954). На первый взгляд кажется, что необходимость устранения указанных трудностей очевидна для всех фермеров. Однако, как показывает практика, на многих орошаемых площадях, где имеется в изобилии дешевая вода, фермеры в результате чрезмерного расходования этой воды сами создают указанные затруднения. Необходимость дренирования земель возникает также и на некоторых площадях с более ограниченным обеспечением оросительной водой, где стремятся использовать для орошения всю воду до последней капли.

Почти при каждом поверхностном способе орошения некоторая часть воды просачивается ниже корневой зоны растений. Это просачивание оказывает существенное влияние на положение солей в почве в полусухих и сухих районах с малым количеством осадков.

Келли и др. (1949) в результате изучения положения в долине реки Империал (штат Калифорния) установили, что значительное количество оросительной воды теряется в результате ее избыточного применения. Уменьшение водоподачи здесь является необходимым средством по предотвращению засоленности земель. Сказанное особенно верно в том случае, когда сама оросительная вода имеет высокое содержание солей.

Однако и оросительная вода с низким содержанием солей через несколько лет также может привести к засолению почв, если подача воды будет столь мала, что вода не сможет просачиваться через корневую зону в дренажную сеть.

§ 2. Фильтрация из каналов и рек [1]

Фильтрация воды из каналов в некоторых орошаемых районах может составлять более 50% от общего количества воды, забираемой для орошения в систему. Обычно потери воды на фильтрацию в каналах колеблются от 10 до 20%.

Данные Бюро мелиораций США по 46 оросительным системам показывают, что приблизительно 25% воды, забранной в необлицованные каналы и распределители, теряется на фильтрацию при транспортировании воды до полей орошения (Бюро мелиораций США, 1952). Это показывает, что водой, потерянной на просачивание (3,9 млн. акро-футов), можно было бы оросить около 1 млн. акров[2].

В Калифорнии имеется свыше 33 600 км крупных и мелких каналов, которые транспортируют воду от источников орошения к точкам выдела в хозяйства. Некоторые из них имеют облицованные русла, однако очень много русел не облицовано (Скотт, 1956).

Реки могут рассматриваться также как большие каналы с соответствующими фильтрационными потерями. Например, река Сакраменто, штат Калифорния, используется как канал, транспортирующий воду от плотины Шаста до насосной станции Трейси, которая перекачивает эту воду в долину Сан-Хуакин.

Изучение потерь на просачивание в низовьях Веберканьона, Юта, (Варник и Гришхол, 1955) показало, что река теряет 4—5% от общего стока (в пределах устьевого участка длиной $1^1/_2$ мили).

Тиль (1907) при изучении фильтрации в каналах установил, что самые высокие потери воды в канале на длине в 1 милю (1,6 км) составляли 64% от воды, забранной в канал.

В среднем в больших каналах теряется приблизительно 1% воды на длине в 1 милю. Тиль заявляет, что потеря воды из боль-

---

[1] По этому вопросу см. сборники: А. Н. Костяков, Н. Н. Фаворин, С. Ф. Аверьянов, Влияние орошения на режим грунтовых вод, Изд. АН СССР, М., 1956, вып. 1; Влияние орошения на режим грунтовых вод, Изд. АН СССР, 1959, М., вып. 2; Д. М. Кац, Режим грунтовых вод в орошаемых районах и его регулирование, СХГ, 1963.— *Прим. ред.*

[2] 1 акро-фут = 1223,4 м³; 1 акр = 0,404 га; следовательно, здесь говорится о потере 4,8 млрд. м³ воды, способной оросить 404 тыс. га земель с подачей около 12 000 м³ воды на 1 га.— *Прим. ред.*

Однако и оросительная вода с низким содержанием солей через несколько лет также может привести к засолению почв, если подача воды будет столь мала, что вода не сможет просачиваться через корневую зону в дренажную сеть.

§ 2. Фильтрация из каналов и рек [1]

Фильтрация воды из каналов в некоторых орошаемых районах может составлять более 50% от общего количества воды, забираемой для орошения в систему. Обычно потери воды на фильтрацию в каналах колеблются от 10 до 20%.

Данные Бюро мелиораций США по 46 оросительным системам показывают, что приблизительно 25% воды, забранной в необлицованные каналы и распределители, теряется на фильтрацию при транспортировании воды до полей орошения (Бюро мелиораций США, 1952). Это показывает, что водой, потерянной на просачивание (3,9 млн. акро-футов), можно было бы оросить около 1 млн. акров[2].

В Калифорнии имеется свыше 33 600 км крупных и мелких каналов, которые транспортируют воду от источников орошения к точкам выдела в хозяйства. Некоторые из них имеют облицованные русла, однако очень много русел не облицовано (Скотт, 1956).

Реки могут рассматриваться также как большие каналы с соответствующими фильтрационными потерями. Например, река Сакраменто, штат Калифорния, используется как канал, транспортирующий воду от плотины Шаста до насосной станции Трейси, которая перекачивает эту воду в долину Сан-Хуакин.

Изучение потерь на просачивание в низовьях Веберканьона, Юта, (Варник и Гринхол, 1955) показало, что река теряет 4—5% от общего стока (в пределах устьевого участка длиной $1^1/_2$ мили).

Тиль (1907) при изучении фильтрации в каналах установил, что самые высокие потери воды в канале на длине в 1 милю (1,6 км) составляли 64% от воды, забранной в канал.

В среднем в больших каналах теряется приблизительно 1% воды на длине в 1 милю. Тиль заявляет, что потеря воды из боль-

---

[1] По этому вопросу см. сборники: А. Н. Костяков, И. Н. Фаворин, С. Ф. Аверьянов, Влияние орошения на режим грунтовых вод, Изд. АН СССР, М., 1956, вып. 1; Влияние орошения на режим грунтовых вод, Изд. АН СССР, 1959, М., вып. 2; Д. М. Кац, Режим грунтовых вод в орошаемых районах и его регулирование, СХГ, 1963.— *Прим. ред.*

[2] 1 акро-фут = 1223,4 м³; 1 акр = 0,404 га; следовательно, здесь говорится о потере 4,8 млрд. м³ воды, способной оросить 404 тыс. га земель с подачей около 12 000 м³ воды на 1 га.— *Прим. ред.*

ший проектировщик всегда учитывает недостатки и преимущества уже существующих дренажных систем. При решении вопросов дренажа в первую очередь необходимо рассмотреть источники питания грунтовых вод. Часто эти источники питания находятся на значительном удалении от дренируемой площади[1].

§ 1. Дренаж на землях с высоким уровнем грунтовых вод

1. Дренаж открытыми дренами и при помощи гончарных труб. Если топография является удовлетворительной, площадь разбивается сетью дрен, положение которых соответствует рельефу местности. Обычно этот метод[2] дренирования применяется на площадях с высоким стоянием уровня грунтовых вод (Израэльсен и др., 1950).

Долина Империал[3] (Калифорния) является хорошим примером этого типа дренажа в большом масштабе. Здесь в 1954 году дренировалось свыше 76 800 га земель посредством гончарных труб суммарной длиной 7553 км. Эти линии гончарных дрен сбрасывали воду в большие открытые каналы-коллекторы.

Главные коллекторы отводят воду в реки Аламо и Нью-Ривер, которые текут в озеро Солтон-Си.

Попытки дренировать земли путем откачки воды из колодцев были безуспешными, так как не было водоносного слоя достаточной мощности, из которого можно было бы откачивать воду. Большие площади, имеющие высокое стояние уровня грунтовых вод, обычно легче дренировать, если принимается во внимание рельеф местности и почвенные условия. Например, земли равнины Окснард Плейн в Калифорнии имеют песчаные слои, которые залегают на глубине 2,4—3 м и являются превосходным местом для заложения

---

[1] В СССР принято устанавливать необходимость строительства дренажа для борьбы с засолением орошаемых земель на основе анализа существующего водно-солевого баланса (режима) массива и его прогноза. По этому вопросу см. А. Н. Костяков, Избр. труды, т. I, СХГ, 1961; С. Ф. Аверьянов, Горизонтальный дренаж при борьбе с засолением орошаемых земель, Изд. АН СССР, М., 1959; А. В. Лебедев, Прогноз изменения уровня грунтовых вод на орошаемых территориях, Госгеолтехиздат, М., 1957; Технические указания по проектированию горизонтального дренажа засоленных земель, Изд. Гипроводхоза МСХ СССР, М., 1962.— *Прим. ред.*

[2] Здесь и дальше имеется в виду горизонтальный дренаж, систематически размещенный по осушаемой площади; у нас он обычно называется «систематическим дренажем».— *Прим. ред.*

[3] Приведенный в подлиннике план долины не читается даже с помощью лупы, поэтому он опущен вместе с относящимся к нему текстом.— *Прим. ред.*

трубчатых дрен. Если такой водопроводимый слой существует, то необходимо обнаружить его и определить местоположения дрен в нем, так как теория (Лютин, 1953) и практика показывают, что наилучший эффект получается при использовании этого водопроводящего слоя. Хороший проект дренажа базируется на хорошем исследовании подпочвенных условий.

2. Применение дренажных колодцев. На других землях Калифорнии наиболее выгодным оказалось дренирование посредством выкачивания воды из колодцев, которые доходят до водоносных слоев, залегающих на глубине 30—90 м. В орошаемой области Терлок имеется более 180 колодцев, которые дренируют земли с небольшим уклоном, имеющие высокий уровень грунтовых вод. Существенное различие между землями долины Империал и области Терлок заключается в том, что земли области Терлок можно дренировать путем выкачивания воды из колодцев, питание которых обеспечивается наличием водопроницаемых почвогрунтов и водоносных пластов. Заболачивание земель в Терлоке является скорее следствием общего подъема грунтовых вод, а не следствием высокого уровня грунтовых вод (Уэр, 1925). Здесь целые земельные массивы пропитались водой на глубину в несколько сотен футов.

Колодцы размещены по одному на площадь 260 га. Выкачиваемая вода может употребляться для орошения. Значительная часть оросительной воды, употребляемой теперь на орошение этих земель, качается из дренажных колодцев.

Особенностью дренажных систем на землях Терлок является применение колодцев, в которые вода поступает через отверстия, сделанные по всей высоте колодца, и уходит вниз. Эти поглощающие колодцы служат для подачи воды из поверхностных слоев почвы вниз в водоносные слои, из которых производится выкачивание воды в других местах.

В таблице 31 приведены результаты эксплуатации земель Терлок (Калифорния) за 40-летний период.

После окончания плотины Рузвельта ирригация сильно расширилась в долине реки Солт (Аризона). К 1918 г. дренирование стало серьезной проблемой, и в 1920 и 1921 г. насосами откачивали 61 млн. м³ грунтовой воды с использованием ее на орошение. Объем откачки увеличился в 1922 г. до 122 млн. м³ и в 1948 г. достиг 490 млн. м³, т. е. давал $^1/_3$ оросительной воды. В настоящее время уровень грунтовых вод достиг глубины около 15 м (Марр, 1926; Миллиган, 1955).

Необычное положение наблюдается на орошаемых площадях в Южном Айдахо, где подстилающие грунты состоят из вулканических отложений. Здесь дренирование посредством выкачивания воды из колодцев стало прочно установившимся приемом дренажа. Первые 27 дренажных колодцев были заложены в среднем на

Таблица 31

Эксплуатация земель Терлок

	1908	1918	1924	1930	1936	1948
Забор воды из реки вблизи плотины Ла-Грейндж, *млн. м³*	286	400	505	551	560	630
Откачка из колодцев, *млн. м³* . .	0	0	27	88	147	144
Площадь орошения, *тыс. га* . . .	22	41	45	55	57	64
Средняя глубина грунтовых вод, *м* (по 200 наблюдательным скважинам)	не установлена	1,59	1,80	1,91	1,94	2,08
Число дренажных колодцев	0	0	40	92	127	168

глубину 37,5 м. Они были оборудованы передвижными электрическими моторами, которые служили приводом к турбинным насосам для глубоких колодцев. Подъем воды осуществлялся с глубины 9—12 м индивидуальными насосами производительностью от 0,03 до 0,14 м³ в секунду.

Поглощающие колодцы широко применяют в системе Минидоко в Айдахо. Здесь колодцы применяются для подачи воды из дренажных каналов в подстилающие пористые слои, состоящие из вулканических отложений.

Бо́льшая часть воды, текущей по каналам, является сбросной от орошения.

Поверхностные условия этих земель таковы, что удаление воды посредством каналов стоило бы очень дорого. Водоприемные колодцы служат для сброса дренажной воды вниз в лаву и подстилающие пески. Один из таких колодцев имеет глубину 18—21 м, причем на длине 14 м он проходит в пористом слое лавы.

§ 2. Артезианские участки

Встречается много случаев, когда грунтовые воды находятся под артезианским давлением. Эти явления, часто наблюдаемые на Западе США, обусловлены аллювиальными отложениями, которыми заполнены долины на большую глубину. Обычно источниками питания артезианских вод являются высокорасположенные площади, откуда оросительная вода или осадки фильтруются вниз через грунт до тех пор, пока не встретят водоносный слой, подстилаемый непроницаемым слоем. Так как вода не может больше протекать вниз, она начинает двигаться горизонтально по линии

наименьшего сопротивления, появляясь дальше в виде фильтрационной воды.

Из всех задач дренажа дренирование артезианских вод является наиболее трудной задачей.

Использование методов расчета поверхностного дренажа обычно не дает удовлетворительных результатов (Гарднер, Израэльсен и Маклоглин, 1928; Гарднер и Израэльсен, 1940). Встречаются случаи, когда артезианская вода скапливается на поверхности земли всего в нескольких метрах от открытого дренажного канала глубиной более 1,5 м, в котором слой воды составляет лишь несколько сантиметров (Уэр, 1922; Люис и Уорк, 1931).

Элкингтон одним из первых (Джонстон, 1801) нашел метод дренажа таких земель. В 1764 г., проверяя дренажную канаву на своей ферме, он проткнул железным ломом дно канавы, пробив глинистый слой почвы, удерживающий выход воды в канаву. Таким образом был ослаблен напор воды, удерживаемой глинистым слоем.

На этом принципе ослабления давления основано дренирование артезианских земель и в настоящее время, однако не на всех землях имеется такой тонкий слой глины, как это было на ферме Элкингтона. Более того, дренаж заболоченных земель часто усложняется действием неизвестного источника артезианских грунтовых вод (Израэльсен и Маклоглин, 1932).

1. Применение колодцев-усилителей. В тех случаях, когда артезианские слои находятся близко к поверхности почвы, дренаж является сравнительно простым: копают мелкие колодцы-усилители, соединяющие водоносный слой с гончарными трубами или открытыми каналами.

Обычно эти колодцы заполняют гравием, но иногда в них опускают гончарные трубы. Конструкция колодцев зависит от грунта и наличия дешевого местного материала. В устойчивых и более прочных грунтах устанавливают деревянные коробки сечением $1{,}2 \times 1{,}2$ м, которые опускают по секциям по мере выкапывания из-под них земли (Эллиот, 1915). В других случаях колодец устраивается бурением с обсадкой трубами. Из этих колодцев вода может подаваться в трубопроводы или открытые каналы. Во всех случаях конструкция таких колодцев должна базироваться на тщательном обследовании почвенно-грунтовых условий.

На землях вблизи населенного пункта Твин-Фолс, штат Айдахо, в пористых вулканических породах бурят туннели (1,2—1,8 м), чтобы перехватить воды, находящиеся под давлением. Эти туннели могут брать начало в глубоких оврагах и находиться на глубине 12 м от земной поверхности. С поверхности почвы бурятся вертикальные скважины, которые и пересекают указанные туннели и соединяют их с водоносными пластами, залегающими выше или ниже этих туннелей.

Эти вертикальные скважины диаметром 15 см размещаются вдоль туннеля на расстоянии 15 м друг от друга, их глубина может достигать 20—22 м. Расход воды из такого туннеля может достигать 0,5 м³ в секунду.

Дренирование орошаемых глинистых земель (Миллер и Джессуп, 1917) в Колорадо и соседних штатах происходит по той же схеме и тем же способом, как указано выше. В Колорадо дрены роют на глубину 2,1—2,4 м, на каждые 30 м дрены делают 5—6 колодцев, так как радиус влияния колодцев невелик. Наиболее эффективной глубиной этих колодцев считается глубина от 1,8 до 6,0 м ниже основания дрены, а диаметр скважины, равный 51 см, считается достаточным для колодца данного типа. Для правильного размещения дрен необходимо тщательно исследовать источник и местоположение водоносных пластов.

2. Выкачивание воды из глубоко расположенных водоносных пластов. Когда водоносный слой лежит на большой глубине, задача по выкачиванию воды усложняется главным образом из-за большой стоимости устройства колодцев и оборудования их.

Долина реки Каш подстилается непрерывным и мощным слоем водоносного гравия, залегающего на глубине от 12 до 18 м. Высота слоя гравия изменяется от 3 до 12 м и более.

Почвогрунты, прикрывающие гравий, имеют более тонкое сложение, сильно уплотнены и слабо водопроницаемы. Они оказывают большое сопротивление движению воды, создавая таким образом в водоносном гравии значительный напор воды. Несмотря на слабую водопроницаемость глин и глинистых суглинков, прикрывающих водоносный гравий, напор воды в пьезометрах может достигать 6,0 м и более над поверхностью земли. Этот напор может создать ток воды значительной мощности в направлении кверху. Измерение гидравлического градиента пьезометрами показывает, что ток воды через почву из слоя гравия является мощным источником заболачивания почвы.

При выкачивании воды из колодца насосом пьезометрический напор в водоносном слое гравия падает. Например, после выкачивания воды в течение 10 часов из колодца диаметром 30,5 см пьезометрический напор в точке, расположенной на расстоянии 483 м от колодца, был понижен от 1,8 м над земной поверхностью до 0,75 м ниже поверхности земли (Израэльсен и Маклоглин, 1935). В результате этих испытаний выяснилось, что в радиусе 302 м от колодца напор в водоносном слое при помощи только одного насоса может быть уменьшен на 3,6 м, а в радиусе 905 м почти на 1,5 м (при работе насоса диаметром 30,5 см).

В штате Айдахо, где артезианская вода залегает в пористых вулканических отложениях на небольших глубинах (15—30 м ниже поверхности почвы), артезианский напор снижается путем

Рис. 155. Самоизливающийся колодец на землях Немна (штат Айдахо). Вода из колодца выливается в дренажную канаву.

соединения водоносных слоев с поверхностным дренажем посредством открытых колодцев, которые дают расход до 85 л/сек (рис. 155).

Другие артезианские площади расположены по всем горным штатам на эоловом аллювии, и эти земли обычно более сложного строения. На многих из этих земель способы дренирования были несовершенными из-за отсутствия соответствующих сведений относительно грунтов и подстилающих образований.

Проблема дренирования таких площадей связана с ирригацией, для которой во многие годы вода лимитируется. Аналогичное положение в годы с малым количеством осадков на предгорных заболоченных площадях западных штатов (Израэльсен, 1935).

3. Фильтрация воды из рек. Сравнительно небольшие артезианские площади могут образовываться вблизи больших рек, например таких, как река Сакраменто в Калифорнии. Здесь в период высокого стояния паводковых вод площадь фильтрации распространяется на 150 м от берега реки. Анализ этого положения показывает, что вода фильтруется из реки и движется вниз до тех пор, пока не дойдет до более проницаемых слоев из песка или гравия, находящихся на глубине от 9,0 до 30 м от поверхности земли. В этих слоях вода движется в боковом направлении, появляясь на некотором расстоянии от реки на площадях с более проницаемыми почвами. Поверхностные дрены в этом случае являются бесполезными, а в перехватывающих дренах, идущих вдоль поверх-

ностного уровня, вероятно, не будет никакого тока воды. Отсутствие воды в дренах вдоль уровня воды привело некоторых исследователей к ложному выводу, что фильтрующаяся вода поступает не из реки, а из другого источника. Однако пьезометрические наблюдения показывают, что настоящим источником этой воды является река (Лютин и Скотт, 1956)[1].

§ 3. Перехватывание посторонних (чужих) вод

В предшествующих параграфах были рассмотрены вопросы дренирования, которые можно объединить в два больших класса: 1) систематический дренаж, который обычно применяется на относительно равнинных площадях при высоком стоянии грунтовых вод и размещается в виде сети дренажных устройств, и 2) дренаж артезианских площадей. В первом случае глубина и местоположение дрен устанавливаются в зависимости от проницаемости почв и сложения поверхностных слоев. Во втором случае при освоении артезианских площадей система дренажа должна базироваться на знании грунтового потока и строения подстилающих почвогрунтов (на получение этой информации требуется затрачивать много времени).

Многие задачи дренажа в засушливых штатах на Западе США не подходят ни к одной из двух вышеуказанных категорий задач. На некоторых землях вода фильтруется через подпочвенные слои, создавая высокий уровень воды, поэтому знание подпочвенных условий и направления водного потока является важным фактором в решении данной проблемы. Термин п о с т о р о н н я я в о д а показывает, что дренированная вода приходит от источника, который расположен за пределами площади, на которой производится дренаж. Вода может образовываться на соседней ферме или просачиваться в грунты на высокорасположенных землях, которые находятся в нескольких километрах от площади, требующей дренирования.

1. Террасированные земли. На террасированных землях с «посторонней водой» наиболее важной задачей является дренирование таких почв, где создается «верховодка» и где способы дренажа в значительной степени зависят от почвенных условий и топографии местности. Поскольку развитие орошения приводит к освое-

[1] В СССР для защиты от подтопления со стороны рек и водохранилищ широко применяются береговые дрены (горизонтальные дрены или линейные системы вертикальных колодцев). Их описание и расчет можно найти в ряде работ (например, Защита территории от затопления и подтопления. Сборник ВОДГЕО, Изд. Госстройиздат, М., 1963; В. В. Б о г а т ы р е в. Инженерная защита в зонах водохранилищ крупных гидроэлектростанций, Госэнергоиздат, М.— Л., 1958).— *Прим. ред.*

нию новых земель, расположенных на более высоких местах, старые земли с более низкими отметками часто страдают от подъема уровня грунтовых вод. Так, например, расширение орошаемых земель в Сентрал-Валли (штат Калифорния) вызвало необходимость сооружения новых и более высоко расположенных каналов на западной стороне долин рек Сакраменто и Сан-Хуакин. На этих землях в результате излишнего применения оросительной воды образовался высокий уровень грунтовых вод, которые из этих мест двигаются по уклону к более пониженным местам. Боковой ток воды лучше всего удалять при помощи системы перехватывающих дрен, которые пересекают водоносный пласт[1].

2. Фильтрация воды из каналов. На многих площадях фильтрация воды из каналов является серьезной проблемой. Обычно

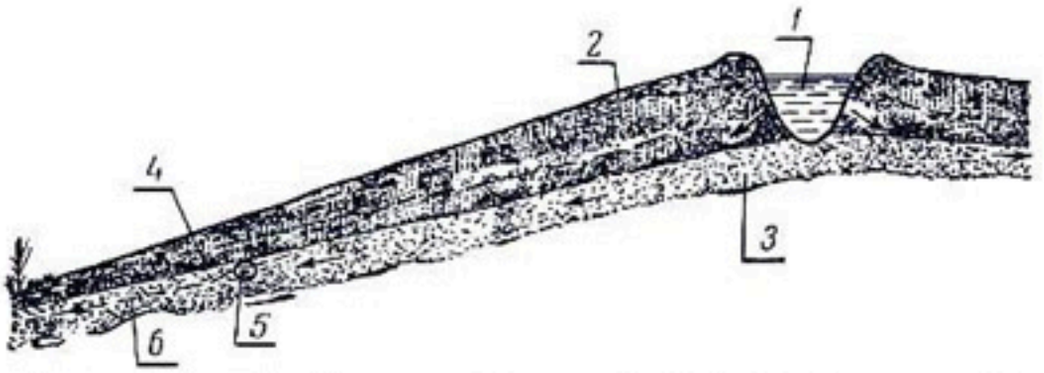


Рис. 156. Дрена, перехватывающая воду, которая фильтруется из канала:

1 — ирригационный канал; *2* — глинистый суглинок; *3* — песчаный суглинок; *4* — первоначальная поверхность грунтовых вод; *5* — линия дренажных труб; *6* — пониженная поверхность грунтовых вод.

главные и распределительные каналы закладываются так, чтобы наилучшим образом использовать топографию местности, т. е. прокладывают каналы по наиболее высоким точкам дневной поверхности. В больших долинах такими высокорасположенными землями являются берега древних потоков, которые текут теперь по другим руслам[2]. Эти берега обычно сложены из очень проницаемых грунтов, и если канал не облицован, то могут быть большие потери воды на фильтрацию. Очень часто более проницаемые слои встречаются на глубине 2,1—2,4 м от поверхности почвы, поэтому непрактично перехватывающую дрену укладывать параллельно оросительному каналу. Дрену необходимо помещать на расстоянии нескольких сотен футов от канала, как показано на рисунке 156. В таких случаях изучение линий тока при фильтрации помогает решению вопроса. Нужно помнить, что в этих условиях может иметь место значительный капиллярный ток воды, и пьезометры

[1] Так называемые «ловчие каналы». — *Прим. ред.*

[2] Конуса выноса и древние погребенные русла.— *Прим. ред.*

могут дать неверную картину линий тока. Тот факт, что вода не поднимается в пьезометре, вставленном в землю рядом с каналом, вовсе не означает, что просачивание из канала не происходит. Капиллярный поток воды встречается при давлении ниже атмосферного, и поэтому нельзя ожидать, что вода потечет в пьезометрическую трубку (Дей и Лютин, 1954)[1].

Глиняные барьеры (преграды). Случается, что боковой поток почвенной воды останавливается подземной преградой, состоящей из старых озерных отложений непроницаемых глин. Такой случай,

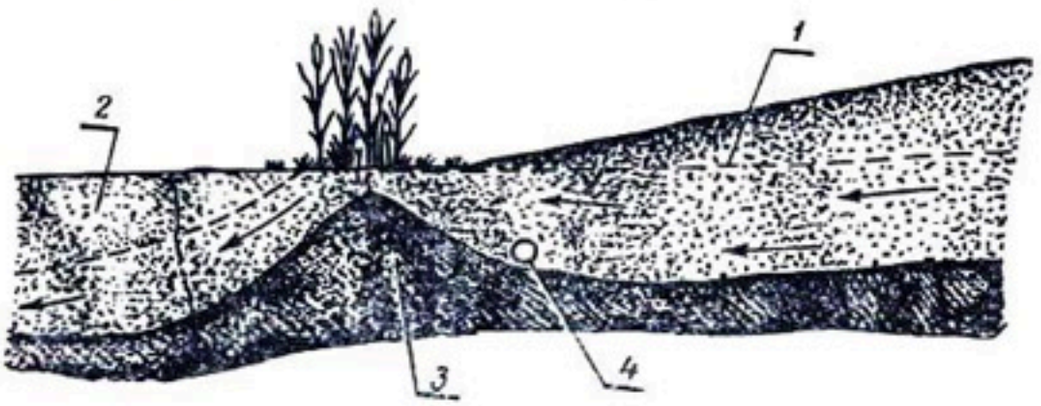


Рис. 157. Дренаж при наличии непроницаемого барьера:
1 — поверхность грунтовых вод; *2* — песчаный суглинок; *3* — глиняный барьер; *4* — местоположение дрены.

встречающийся в долине Империал, показан на рисунке 157. Поверхность грунтовых вод быстро приближается к поверхности почвы над преградой, что приводит к заболачиванию. Попытки дренировать такую площадь при помощи дренажных труб обычно приводили к неудачам, так как дрены находились в глинистом грунте. Теперь на этих землях с помощью аэрофотосъемки, наблюдательных колодцев и пьезометров определяется более подходящее место для установки дрен: у более высокой стороны барьера в проницаемых почвах.

3. КРИТЕРИИ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ДРЕНАЖА

Выше основное внимание было сосредоточено на общих вопросах дренажа, а не на различных способах дренирования. Это и понятно, потому что типы дренажа и возможности его применения зависят не только от естественных факторов, но и от других причин, таких, как размер дренажного стока, экономичность различных типов дренажа, наличие необходимого оборудования и т. п.

[1] Это обстоятельство было отмечено и обосновано теоретически В. В. Ведерниковым (см. литер. на стр. 100).— *Прим. ред.*

Целью дренирования чаще всего является обеспечение наименьшего сопротивления потоку почвенной воды. Гончарные, открытые, кротовые и французские дрены — все они используются для указанной цели.

§ 1. Трубчатый дренаж

1. Типы дренажных труб. На орошаемых землях широко применяются как бетонные, так и гончарные трубы. Выбор между этими двумя видами зависит больше от их цены на месте установки. Если в грунтовых водах встречаются сульфаты, то необходимо в производстве бетонных труб употреблять сульфатостойкий цемент; это предотвратит образование кристаллов сульфата в порах труб. Эти кристаллы могут расти, создавая внутренние напряжения в трубах, подобно тому, как это бывает при замерзании воды. Сульфатостойкость бетонных труб описана на страницах 398—400. Гончарные трубы обычно производятся длиной 30 см для всех диаметров с плоскими торцами. Бетонные трубы обычно также делают длиной 30 см всех диаметров с перпендикулярным срезом. Однако имеется тенденция делать трубы большей длины (до 75 см), а торцы выполнять как у бетонных труб, применяемых при орошении. Фасонные части концов соединяемых друг с другом труб имеют то преимущество, что предохраняют дренажную линию от поперечного сдвига.

2. Фильтры дренажных труб. Бóльшая часть труб на орошаемых площадях закладывается при помощи землеройных машин. Для обкладывания труб может применяться крупный песок, однако очень часто обкладка труб фильтрующими материалами не применяется. Фильтры, укладываемые вокруг трубы, служат для удерживания тонких песков и ила от попадания в дренажные трубы и называются гравийными фильтрами, хотя в правильном спроектированном фильтре гравий не применяется. Фильтры являются важным фактором успешной работы трубчатого дренажа (Харт, 1915, 1917).

Многие из первых попыток применить трубчатый дренаж не удавались из-за недостаточной глубины заложения дрен и из-за отсутствия защитного фильтрующего материала. Органические материалы (солома, ветки ивы, стержни початков кукурузы) не могли служить хорошими фильтрами, так как с течением времени они разлагались и оставляли трубы совершенно не защищенными.

Размеры частиц, применяемых в фильтре, зависят от типа почвы. В суглинках, органических и глинисто-суглинистых почвах устанавливать фильтры не обязательно. Обычно большие непри-

ятности причиняют очень тонкие пески и ил, поэтому в таких почвах следует делать фильтры.

3. Глубина заложения и расстояние между трубчатыми дренами. Трубчатые дрены на орошаемых землях закладываются обычно на бóльшую глубину и располагаются на бóльшем расстоянии (по сравнению с северными влажными районами). Дело в том, что уровень грунтовых вод должен удерживаться на достаточно большой глубине, чтобы предотвратить капиллярное поднятие растворимых солей к поверхности почвы и их аккумуляцию в верхних слоях почвы и корнеобитаемой зоне.

Движение воды к поверхности почвы под действием капиллярных сил зависит от структуры и механического состава почвы. В настоящее время имеется мало данных о зависимости аккумуляции солей на поверхности почвы от глубины залегания уровня грунтовых вод. Эта задача усложняется взаимозависимостью между сосущей силой почвенной влаги и капиллярной проводимостью, а также климатическими условиями и является важным объектом будущих исследований[1].

Из-за отсутствия необходимых исследований проектировщики, полагаясь на практический опыт, считают, что уровень грунтовых вод не должен подниматься выше 1,2 м от поверхности почвы, чтобы не было аккумуляции солей на поверхности почвы (Хастингс и Хансен, 1945).

При проектировании трубчатых дренажных систем в долине Империал (штат Калифорния) сотрудники Службы охраны почв пользовались следующим уравнением, базирующимся на некоторых более ранних европейских работах (Доннан, Брэдшоу и Блайни, 1954)[2]:

$$D = \frac{4k\,(b^2 - a^2)}{q},$$

где D — расстояние между линиями трубчатых дрен;
k — коэффициент фильтрации;
b — расстояние от водонепроницаемого слоя до поверхности грунтовых вод, измеренное в середине между дренами;
a — расстояние от водонепроницаемого слоя до горизонтальной линии, проходящей через линии трубчатых дрен;

---

[1] В СССР накоплен значительный материал по этому вопросу; он освещен в следующих работах: В. А. Ковда, Происхождение и режим засоленных почв, тт. 1, 2, Изд. АН СССР, М., 1947; В. В. Егоров, Засоленные почвы и их освоение, Изд. АН СССР, 1954.— *Прим. ред.*

[2] Формула неточная и всегда будет давать завышенные расстояния между дренами, так как не учитывает несовершенства («висячести») дрен; последнее в СССР было учтено С. Ф. Аверьяновым (1948 г.), а в Голландии Хоугхаудтом (1952 г.). — *Прим. ред.*

q — расход воды через поверхность почвы, т. е. величина выпадающих осадков или инфильтрация воды, выраженная слоем воды в дюймах[1].

При применении этой формулы величина a бралась равной 2 футам (0,6 м) и расход q равнялся 0,01 — 0,015 дюйма (0,025—0,038 см) в час. Теоретические аспекты этого уравнения рассмотрены во второй части книги (раздел I).

Дрены на орошаемых площадях обычно размещаются на расстоянии 45—180 м друг от друга. Это расстояние в значительной мере зависит от сложения подпочвы. Анизотропия проницаемости почвы является важным, но малоисследованным фактором, влияющим на величину расстояния между дренами. Отношение горизонтальной проницаемости почвы к вертикальной может колебаться в значительных пределах: от двух-трех до нескольких сотен (Терцаги и Пек, 1948). Эдвардс (1956) представил диаграмму потока при дренаже анизотропной почвы. Из этой диаграммы видно, что поверхность грунтовых вод здесь более плоская, чем в случае изотропной почвы. Это наблюдение позволяет объяснить некоторые данные полевых исследований, касающихся поверхности грунтовых вод (Уэр, 1928). Данные практики показывают, что анизотропная проницаемость почвогрунтов допускает бо́льшее расстояние между дренами по сравнению с расстоянием, подсчитанным по вертикальной проницаемости.

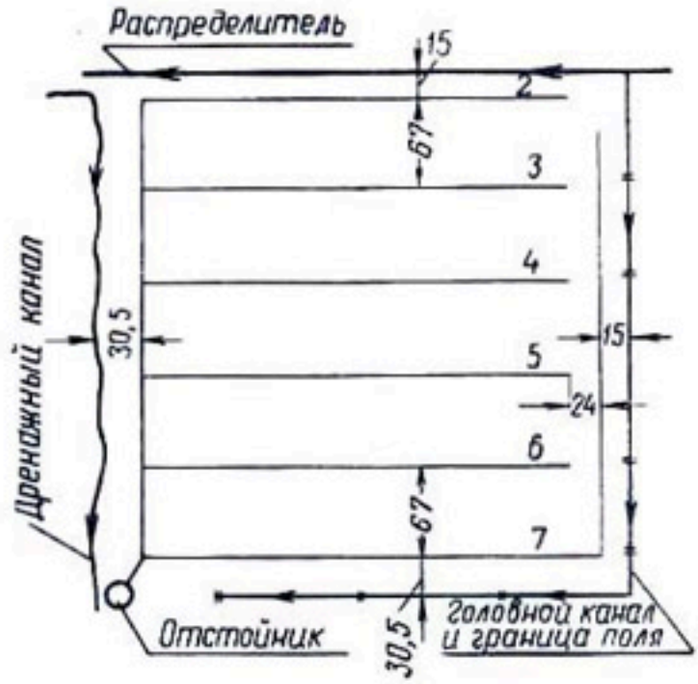


Рис. 158. Типовая дренажная система в долине Империал, штат Калифорния (размеры на чертеже даны в метрах).

Например, междренные расстояния на Западе в долине Империал колеблются от 60 до 120 м, а средняя глубина заложения дрен — от 1,8 до 2,7 м. На рисунке 158 показана типовая дренажная система, применяемая в долине Империал. В долине реки Мальор в штате Оригон (Пауэрс и Кретчер, 1921) дрены размещали на расстоянии 200 м при глубине закладки 2,4—2,7 м. В шт. Юта согласно опытам Харта и Адамса (Израэльсен и др., 1950) глубокие дрены можно укладывать через 300—400 м.

[1] Размерность q должна быть $[L^2T^{-1}]$, но не $[L]$.— *Прим. ред.*

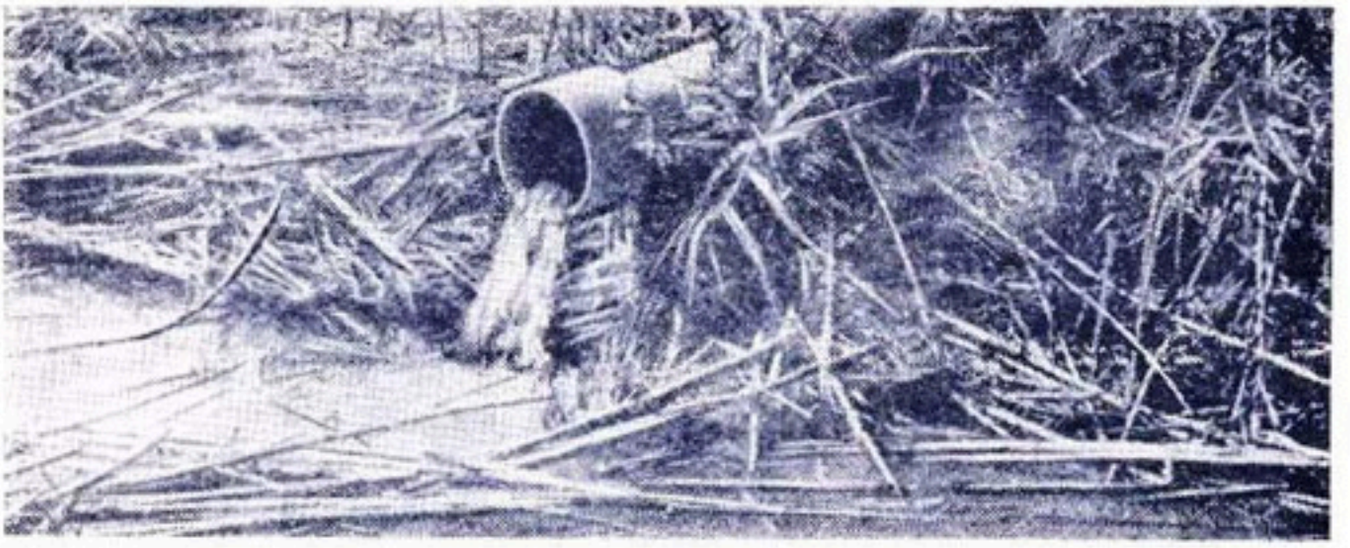


Рис. 159. Трубчатый водовыпуск в долине Империал, штат Калифорния.

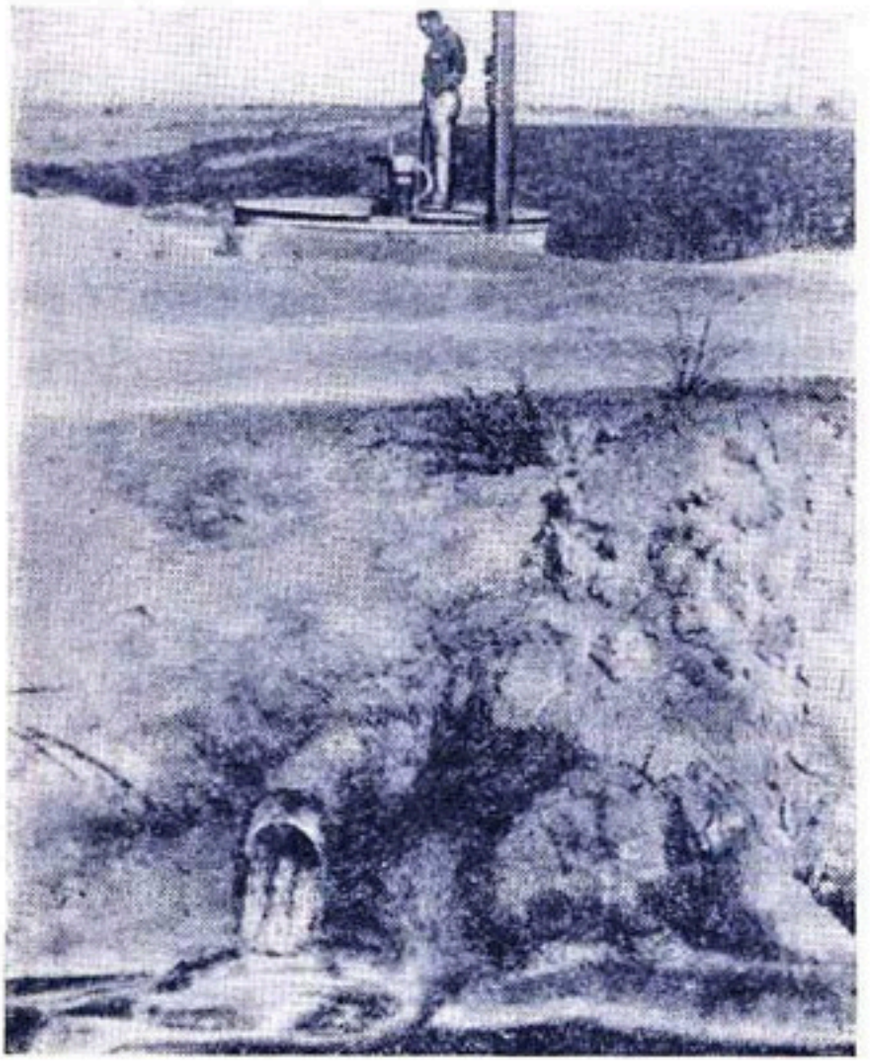


Рис. 160. Насосный водовыпуск в долине Империал. Вода сбрасывается в канаву, расположенную на переднем плане.

Во многих случаях линии трубчатых дрен отводят воду непосредственно в дренажные каналы. Обычно выпуск воды осуществляется через трубу длиной 4,5 м. Конец трубы должен находиться на расстоянии 0,6 м от бровки канала и на расстоянии 0,3 м от уровня водной поверхности в канале. Такой выход показан на рисунке 159.

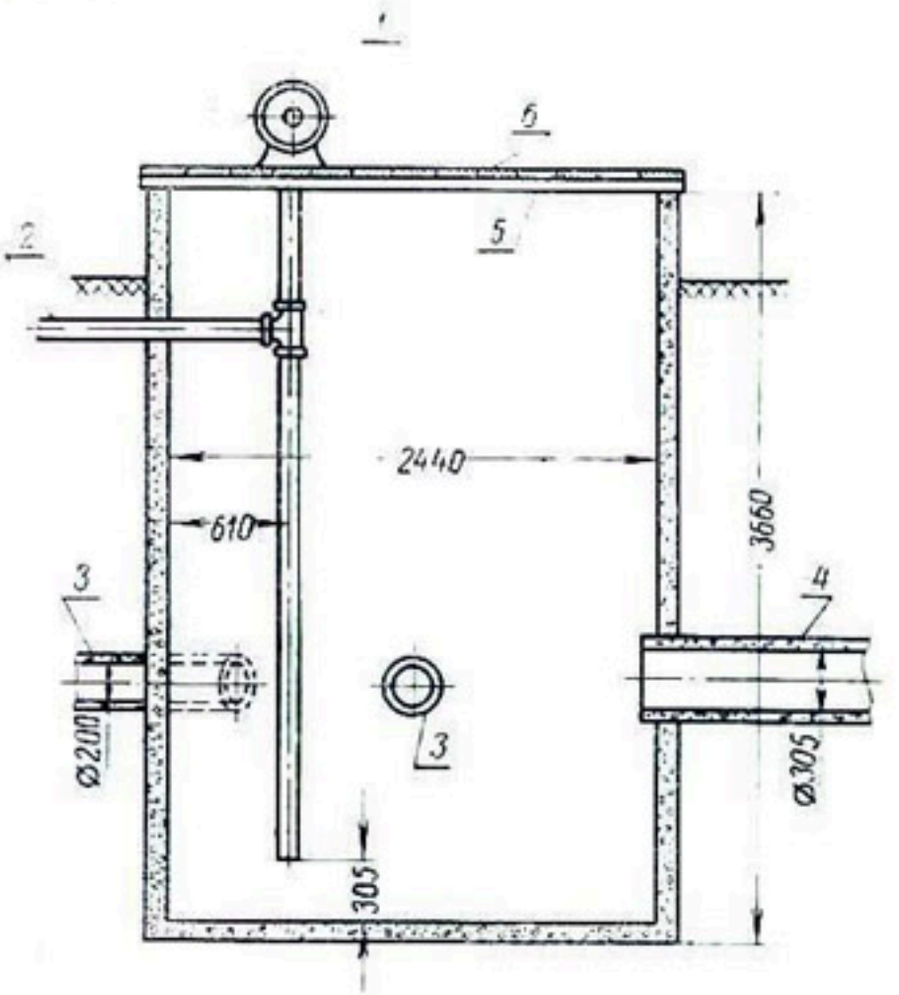


Рис. 161. Водовыпуск на дрен (долина Империал):
1 — насос: мощность 1,5 л. с., производительность 1,6 м³/мин, высота подъема воды 2,5 м; *2* — выходная труба; *3* и *4* — входные трубы; *5* — балки; *6* — настил.

Расположение некоторых ферм не позволяет для отвода воды использовать дренажные каналы, и лучшим выходом из положения здесь может быть откачка воды насосами. На рис. 160 и 161 показаны стандартные проекты таких водовыпусков.

4. Требования к проведению промывок почвы. Другим важным фактором при проектировании оросительных и дренажных систем является требование проведения промывок. При промывке часть оросительной воды должна проходить через корневую зону и выщелачивать почву до определенного уровня.

Рив (1953) и Ричардс и др. (1954) установили, что степень выщелачивания зависит от концентрации солей в оросительной

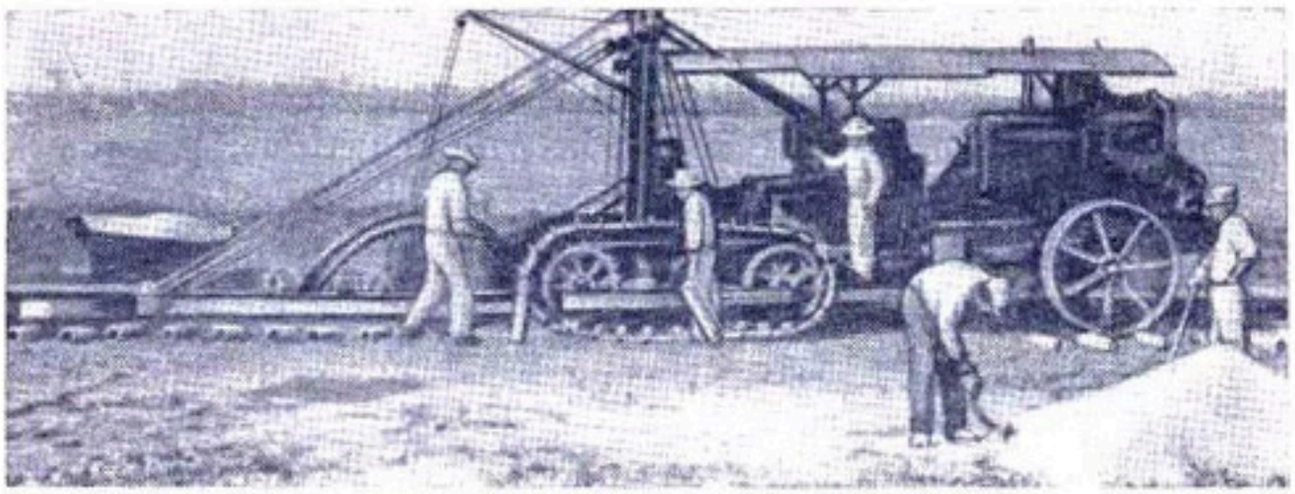


Рис. 162. Трубоукладочная машина в работе.

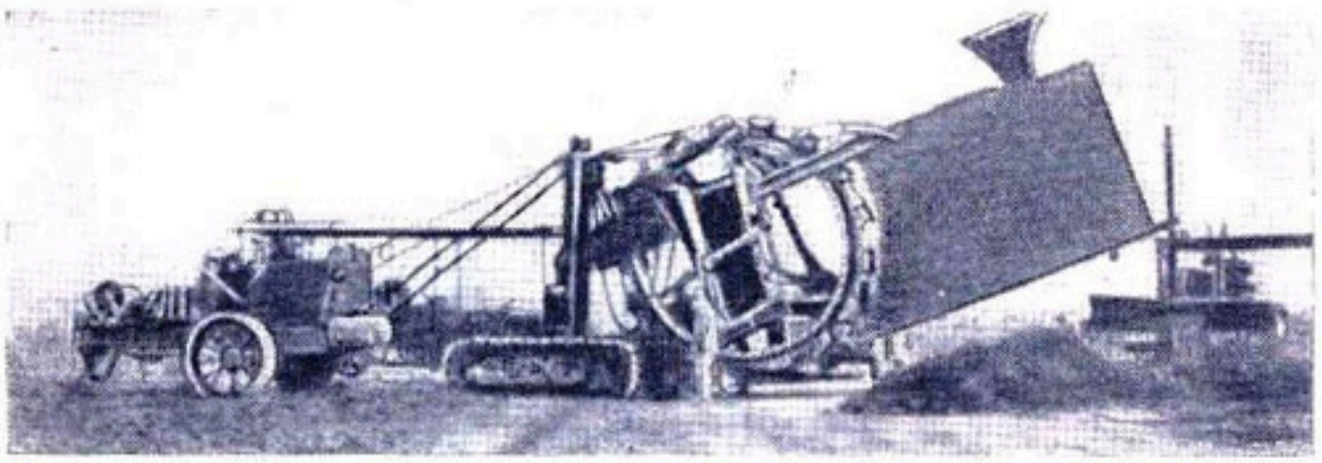


Рис. 163. Трубоукладочная машина в транспортном положении.

воде и от максимально допустимой концентрации солей в почвенном растворе.

Считается, что для промывок используется 10—15% от всего количества воды, подаваемой в систему[1].

5. Некоторые конструктивные особенности трубчатого дренажа. Особенности почвенных условий влияют на конструкцию трубчатых дренажных систем.

Почти все дренажные трубы укладываются в траншеи, сделанные специальной землеройной машиной. Механизация этого процесса достигла самого высокого уровня в долине Империал (Калифорния), где постоянно работают 9—10 трубоукладочных

[1] Расчет промывных норм см. в следующих работах: А. Н. Костяков (лит. на стр. 115); А. А. Черкасов, Мелиорация и сельскохозяйственное водоснабжение, СХГ, 1958; Л. П. Розов, Мелиоративное почвоведение, СХГ, М., 1956; В. М. Легостаев, Промывные поливы засоленных почв, СХГ, М., 1953; В. Р. Волобуев, *Гидротехника и мелиорация*, № 12, 1959.

машин (рис. 162 и 163). Эти машины имеют колесо с металлическим желобом или зарядным ящиком в задней части. Трубы укладываются внутрь этого желоба рабочим, который сидит на платформе. Гравелистое основание укладывается под трубу камеры, которая опорожняется через основание башмака.

Некоторые машины оборудуются гидравлическим устройством, которое сводит торцы труб вместе под давлением 11 кг/см². По верху трубы прокладывается слой просмоленной бумаги, когда труба выходит из желоба. Когда труба проходит через заднюю часть желоба, она закрывается гравием сверху и с боков. После этого бульдозер засыпает траншею землей, чтобы предотвратить поднятие труб после того, как трубоукладочная машина уйдет. Ножи, закрепленные по бокам желоба, покрывают трубу тонким слоем земли непосредственно перед обратной засыпкой траншеи. Это защищает трубу от удара почвы при обратной засыпке траншеи. Промасленная бумага предохраняет трубы от попадания в них почвы, когда траншея в первый раз заполняется водой, чтобы осела засыпка. Эта бумага предохраняет трубы лишь в течение нескольких лет.

Машины, применяемые в настоящее время в долине Империал, внешне мало изменились по сравнению с теми машинами, которые применялись в штате Нью-Йорк в 1919 г. (Хасвелл, 1919). В новых машинах исключено лишь применение ручного труда при засыпке гравия. На некоторых землях с тонкопесчаными или глинистыми грунтами экскаватор колесного типа работает плохо. В мелкопесчаных почвах земля обрушивается на колесо. При работе в глинистом грунте трудно производить чистку черпаков. Для рытья траншей и закладки труб применяется много машин других типов, но их рассмотрение не является целью данной статьи. Описанная выше машина предназначена специально для укладки труб на большую глубину. Некоторые из машин, применяемых в долине Империал, могут рыть траншеи глубиной 2,5 м. Имеются машины, роющие и более глубокие траншеи. Когда трубы закладываются на глубину более 2,5 м, надо снять бульдозером верхний слой почвы, чтобы машина могла заложить трубы на требуемую глубину.

Иногда трубы укладываются без уклона, хотя уклон 0,1% кажется минимально допустимым (Моган, Израэльсен, Хансон, 1949).

§ 2. Дренажные каналы

Для отвода воды с больших земельных массивов (рис. 164) часто в качестве коллекторов применяются открытые каналы. Открытые каналы трудно поддерживать в хорошем состоянии, кроме того,

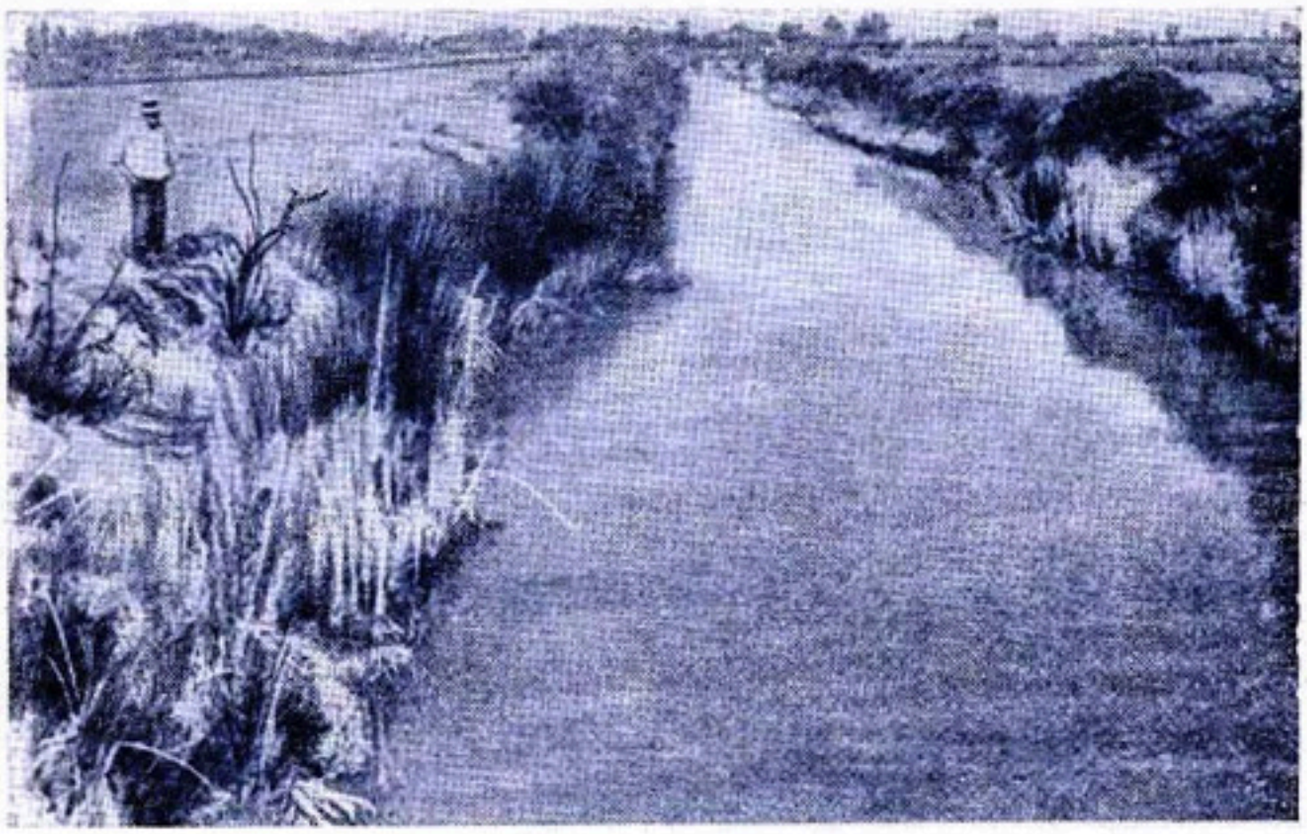


Рис. 164. Коллектор для отвода больших количеств поверхностной и подпочвенной дренажной воды.

они мешают проведению агротехнических мероприятий. Однако их предпочитают главным образом из-за невысокой стоимости, а также при отсутствии других возможностей дренирования. Открытые каналы хорошо служат для отвода больших количеств воды, например сбросной воды с рисовых полей (Уэр, 1929) или излишней поверхностной воды (Тиллингаст, 1922).

Выбор заложения откосов дренажных каналов часто является сложной задачей, особенно там, где нет каналов, на которых можно было бы провести необходимые испытания. Однако во многих случаях удовлетворительным бывает уклон 1½ : 1. На устойчивость откосов каналов влияет много различных факторов, поэтому всегда нужно проверять и исследовать существующие каналы. В некоторых случаях откосы каналов закрепляют посредством трамбования. Широкие бермы (до 5 м) значительно уменьшают нагрузки от дамб.

§ 3. Дренажные колодцы

Дренажные колодцы во многих отношениях подобны оросительным колодцам. Конструкции дренажных колодцев описаны во многих работах (см. также часть II, раздел IV, где рассматривается

вопрос откачивания воды из колодцев). Интересные работы по изучению стоимости дренирования колодцами сравнительно с самотечным дренажем были проведены Сесилем (1940).

§ 4. Специальные подпочвенные дрены

К этой категории дрен можно отнести кротодрены, французские дрены, трубы из пластмассы и др. В 1913 г. Чарльз Браун писал, что закрытые дрены применяются с незапамятных времен. Самыми примитивными дренами являются кротовые дрены и дрены, у которых стенки и верх сделаны из камней, а заполнением служит кустарник и гравий. Пропускная способность таких дрен невелика, и эти дрены вряд ли заслуживают серьезного изучения (Браун, 1913).

Комментарии Брауна в общем являются правильными, однако имеются примеры, когда употребление этих подпочвенных дрен является единственно возможным. Временные кротовые дрены успешно применяются на торфяных почвах, где другие типы дрен не могут быть использованы из-за осадки торфа. Кротовые дрены широко применяются в глинистых почвах как для подпочвенного орошения, так и для дренажа. Обычно расстояние между кротовыми дренами составляет 2,4—3,0 м, а глубина заложения дрен 0,6—0,75 м. Стоимость кротования около 2 долларов на акр торфяника (около 5 руб/га).

Когда кротодрены размещаются на торфяных почвах, их невозможно закладывать значительно ниже поверхности грунтовых вод, потому что с увеличением этой глубины повышается их неустойчивость. Для углубленного заложения рекомендуется первые кротодрены прокладывать на глубине 0,15 м от поверхности грунтовых вод, а второй раз закладывать дрены под первыми. Этот процесс повторяют до тех пор, пока не будет достигнута требуемая глубина дренирования почвы (0,6—0,75 м).

В настоящее время увеличивается интерес к фращузским дренам: в штате Калифорния эти дрены устраиваются с помощью специальной гидравлической машины, которая закладывает слои гравия сечением $0{,}3 \times 0{,}3$ м на глубину 2,1 м от поверхности почвы. Недостатком французских дрен является небольшая пропускная способность, а также высокая стоимость гравия в некоторых районах.

Перфорированные пластмассовые трубы в настоящее время получили небольшое распространение на орошаемых площадях, однако в будущем они, очевидно, получат широкое распространение, особенно в торфяных почвах, где трудно установить трубы по прямой линии [1].

[1] См. прим. на стр. 336. — *Прим. ред.*

§ 5. Дренажный модуль

Дренажный модуль — это количество воды в дюймах, которое должно быть отведено с данной площади дренами за определенный период времени. Он зависит от таких факторов, как просачивание воды через почву, положение поверхности грунтовых вод в течение данного периода, состояние влажности в почвенном профиле (см. часть I, главу IV), глубина заложения дрен и расстояние между ними. Этот модуль обычно устанавливается эмпирически по данным наблюдений за существующими дренами или определяется проектировщиком дренажной системы.

Изучение дренажа в долине Империал показало, что 10% от всего количества применяемой воды должно отводиться дренами (Доннан и др., 1954). Измерения, сделанные на некоторых фермах долины, показали, что эта величина колеблется в пределах от 2,8 до 33,1%.

На ирригационной системе Шошони дрены, расположенные в гравелистых слоях на глубине 2,4—3,3 м, были запроектированы на отвод 30—40% общего количества воды, подаваемой на земли (Мэрфи, 1914).

Для поверхностного дренажа в долине реки Ред (штат Северная Дакота) Фрэнсис (1952) рекомендует дренажный модуль, равный 6 мм в сутки.

Пауэрс и Кинг (1950) предложили дренажный модуль в штате Орегон брать равным 12,5 мм в сутки.

Браун (1913) на больших площадях предлагал через дренажную сеть отводить $^1/_3$ воды, взятой на орошение. Для штата Юта он рекомендовал дренажный модуль, равный 1 сек/фут на площади 180—240 акров[1]. Израэльсен, Петерсон и Рив (1950) рекомендовали дренажный модуль для дельтовых площадей штата Юта 1 сек/фут на квадратную милю для главных дрен и 1,6 сек/фут на квадратную милю для боковых дрен[2].

Мар (1926) при дренировании путем откачки воды из колодцев в долине реки Солт (штат Аризона) предлагал брать дренажный модуль равным 0,65 сек/фут на 1 кв. милю для всей площади и 1,86 сек/фут на 1 кв. милю дренированной площади. В долине реки Солт воды, которые выкачиваются из дренажных колодцев, используются для орошения. В настоящее время поверхность грунтовых вод ушла на значительную глубину и проблему дренирования можно считать решенной.

Перевод П. П. Губершина

---

[1] 1 фут^3/сек = 28,3 л/сек; следовательно, рекомендован модуль $q = 0{,}2 \div 0{,}3$ л/сек с 1 га.—*Прим. ред.*

[2] Что составляет 0,11 и 0,17 л/сек с 1 га соответственно.— *Прим. ред.*

III. ДРЕНАЖ В РАЙОНАХ С ВЛАЖНЫМ КЛИМАТОМ

Районы влажного климата в США охватывают 31 восточный штат. В отдельных районах штатов Вашингтон, Орегон, Калифорния и Техас выпадает достаточно большое количество осадков, в результате чего и здесь возникает необходимость в проведении дренажных работ. Данные переписи (Утен, 1953) показывают, что происходит непрерывный рост площадей сельскохозяйственных земель, где строятся дренажные системы. Приведем данные охвата дренажем сельскохозяйственных земель США за 30 лет.

Год	Площадь охвата, млн. га	Использовалось земель	
		млн.га	%
1920	26,5	17,9	67,6
1930	34,1	25,7	75,2
1940	35,2	27,3	77,5
1950	41,5*	33,3	80,0

* Включает 1,66 млн. га дренажа орошаемых земель.

По подсчетам Комитета по осушению при Американском обществе инженеров-механизаторов сельского хозяйства (1946), искусственным дренажем охвачено свыше 100 млн. акров земли, из которых 30 млн. акров нуждаются в дополнительном улучшении для того, чтобы на них выращивать ежегодно нормальный урожай [1].

Этчеверри (1931) следующим образом классифицировал земли в районах с влажным климатом, где требуется устройство дренажных систем:

1. Земли, которые поглощают чрезмерные количества воды и имеют недостаточный подпочвенный дренаж.
2. Земли, которые подвержены избыточному поверхностному затоплению, но в силу почвенных и топографических условий имеют недостаточный поверхностный дренаж.
3. Земли, подверженные периодическому затоплению из рек или потоков.
4. Земли, подверженные непрерывному или регулярному затоплению вследствие морских приливов.
5. Земли, которые раньше были заняты озерами или водоемами и которые можно осушить путем дренирования.
6. Склоны холмов, подверженные затоплению или выходу просачивающихся вод.

[1] Здесь выпущен перевод 372—373 стр. подлинника, где дано качественное описание природных условий в районах США, нуждающихся в дренаже. Эти данные обобщены Этчеверри (1931). — *Прим. ред.*

1. ОТВОД ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Необходимость отвода поверхностного стока возникает в том случае, когда избыточная вода не может найти себе стока или просочиться в почву. Эти условия обычно встречаются в следующих случаях:

1) на территориях с чрезвычайно пологой местностью и там, где почвенный слой неглубок или подстилается водонепроницаемыми слоями;

2) на территориях, где имеются мелкие естественные или искусственно созданные углубления или впадины, которые задерживают воду;

3) на низменных землях или склонах, которые подвергаются затоплению водой с вышележащих земель;

4) на территориях, подверженных затоплению водами потоков или рек;

5) на территориях, подверженных действиям морских приливов или действиям приливов в устьях рек.

Эффективный поверхностный дренаж преследует поэтому две цели:

1) устранить факторы, обусловливающие затопление;

2) создать удовлетворительную дренажную систему для предотвращения затопления в будущем.

Практика устройства поверхностного стока в значительной мере развивалась на основе опыта и наблюдений, а не на основании планомерных исследований. По этой причине в литературе можно найти только скудные данные, которые не могут служить достаточно надежной основой проектирования дренажа для отвода поверхностных вод. Поэтому такое проектирование основывается на данных справочников и на инструкциях, разработанных инженерами-практиками.

Критерии проектирования поверхностного стока, разработанные для определенных условий на основе полевой практики, обычно оказываются приемлемыми для аналогичных условий, но они не могут быть использованы в новых, еще не исследованных условиях.

Именно недостаток в тщательно планируемых исследованиях поверхностного стока, которые должны явиться основой проектирования дренажной системы, значительно препятствовал техническому прогрессу в разработке осушительных систем.

Из приведенных ниже материалов, в которых обобщены данные практического опыта и скудные теоретические данные, становится понятной необходимость широких исследований в области дренирования сельскохозяйственных земель.

§ 1. Планировка земель

Самым простым способом обеспечения поверхностного стока является планировка поверхности почвы. При этих работах все естественные топографические неровности (мелкие углубления или возвышенности), которые ограничивают естественный сток воды, засыпаются или заравниваются землеройными машинами.

Когда поверхность земли имеет естественный уклон в направлении к стоку, формирование поверхности почвы сводится лишь

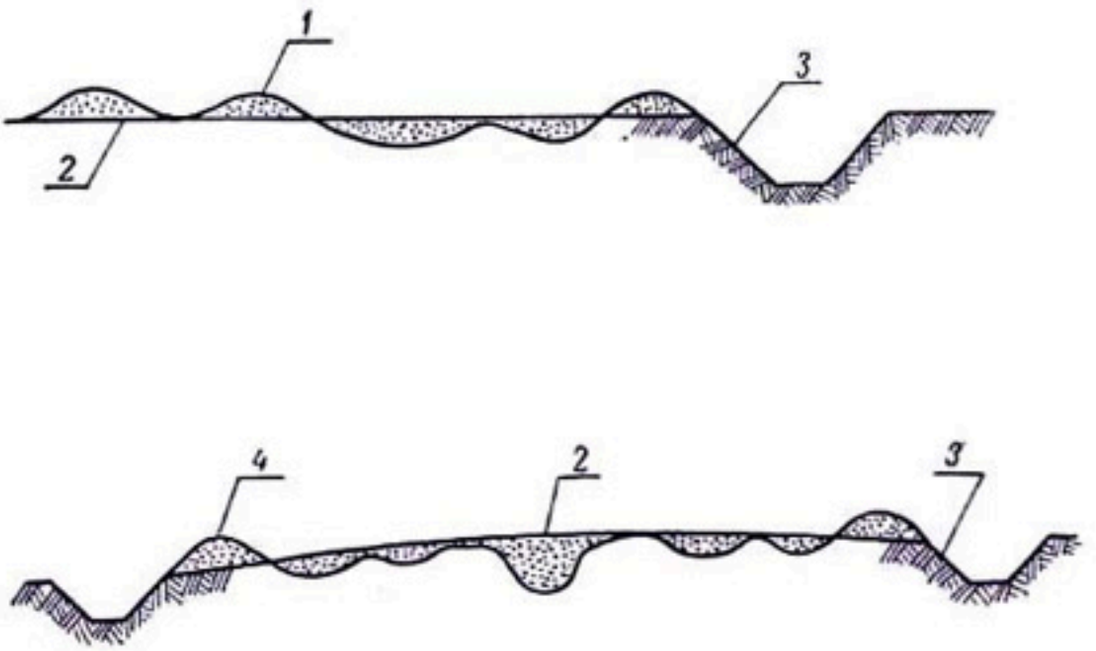


Рис. 165. Два вида планировки при устройстве поверхностного дренажа:
1 — первоначальная поверхность; *2* — поверхность после планировки; *3* — сбросная канава; *4* — старый отвал.

к работе по планировке земли. При очень ровных поверхностях работа по формированию почвы может заключаться в создании уклона поверхности земли в направлении стока.

На рисунке 165 показаны два характерных вида планировки поверхности земли при решении задач поверхностного осушения (дренирования).

Формирование поверхности земли и ее выравнивание широко практикуются в засушливых районах с целью создания благоприятных условий для поверхностного орошения. Оно также практиковалось на землях с волнистой поверхностью в наиболее влажных районах США и в Европе фермерами, которые на личном опыте убедились, насколько неблагоприятным для дренажа является наличие пониженных участков земли и различных неров-

ностей на ее поверхности. Простейшим устройством для сглаживания неровностей на поверхности земли является волокуша. В других областях в сельскохозяйственной практике для создания системы поверхностного стока применяется поделка гряд и пахота. Хотя эти методы довольно эффективны, они не обеспечивают точного формирования земли и выравнивания ее поверхности.

Впервые точная планировка земли в широких масштабах стала применяться на плантациях сахарного тростника во влажном районе штата Луизиана, где и были проведены исследования в этой области. Савесон (1950, 1953a) сообщает, что в тех случаях, когда на тростниковых плантациях встречались ямки глубиной 5 см, урожайность снижалась. В результате планировки поверхности и создания на каждом участке земли незначительного уклона в направлении поперечных канав урожай сахарного тростника был увеличен на 5,8 т на один акр. Планировка, при которой обеспечивается положительный уклон междурядья, позволяет увеличить расстояние между дренами, служащее для отвода воды в каналы, до 180 м вместо общепринятого расстояния в 30—45 м.

Создание уклона и планировка поверхности земли являются эффективным средством поверхностного дренажа во многих районах. Однако эффективность формирования поверхности земли зависит от того, насколько детально произведена топографическая съемка местности перед планировкой. В то время как обычные изыскания проводятся в соответствии со стандартами, принятыми в инженерной практике, для сельского хозяйства были разработаны приемы, которые в значительной мере основаны на опыте по планировке поверхности земли для орошения. По этому вопросу смотри следующие работы: Бюро мелиораций при министерстве внутренних дел США (1951), Вуд (1951), Чагг (1947), Савесон (1950, 1953a, 1953b), Марр (1954) и Бамесбергер (1954). Экономическая целесообразность планировки поверхности для создания поверхностного стока определяется тщательностью подбора машин и правильностью производства работ.

Даже при небольшом количестве исследований по вопросу формирования поверхности земли в целях дренирования становится ясным, что этот вопрос заслуживает более детального изучения. Особое значение имеет формирование поверхности как основная подготовка ее для регулирования поверхностного стока наряду с устройством гончарного дренажа. Можно избежать многие трудности при проектировании и эксплуатации гончарного дренажа, служащего как для внутреннего, так и для поверхностного стока, если уделять больше внимания планировке земли для отвода поверхностных вод.

§ 2. Грядование

Одним из самых ранних способов обеспечения отвода поверхностного стока является вспашка всвал, при которой образуются борозды для отвода воды с поля. Некоторые из первых дренажных систем в Англии и Европе имели гряды шириной 6—9 м и высотой 0,9—1,2 м над дренажными бороздами. Однако часто эффективность этих систем ограничивалась недостаточной пропускной способностью сбросных канав. В настоящее время устройство гряд рекомендуется только на почвах, которые имеют небольшую толщину и слабую водопроницаемость, и в основном применяется при уклонах 0—1,5 %. На культурных землях минимальная ширина гряд обычно равна 30 м, а высота 0,3 м. На пастбищах гряды могут иметь ширину 15 м, а высоту 0,15 м. Ширина гряд определяется следующими факторами (Бошами, 1952).

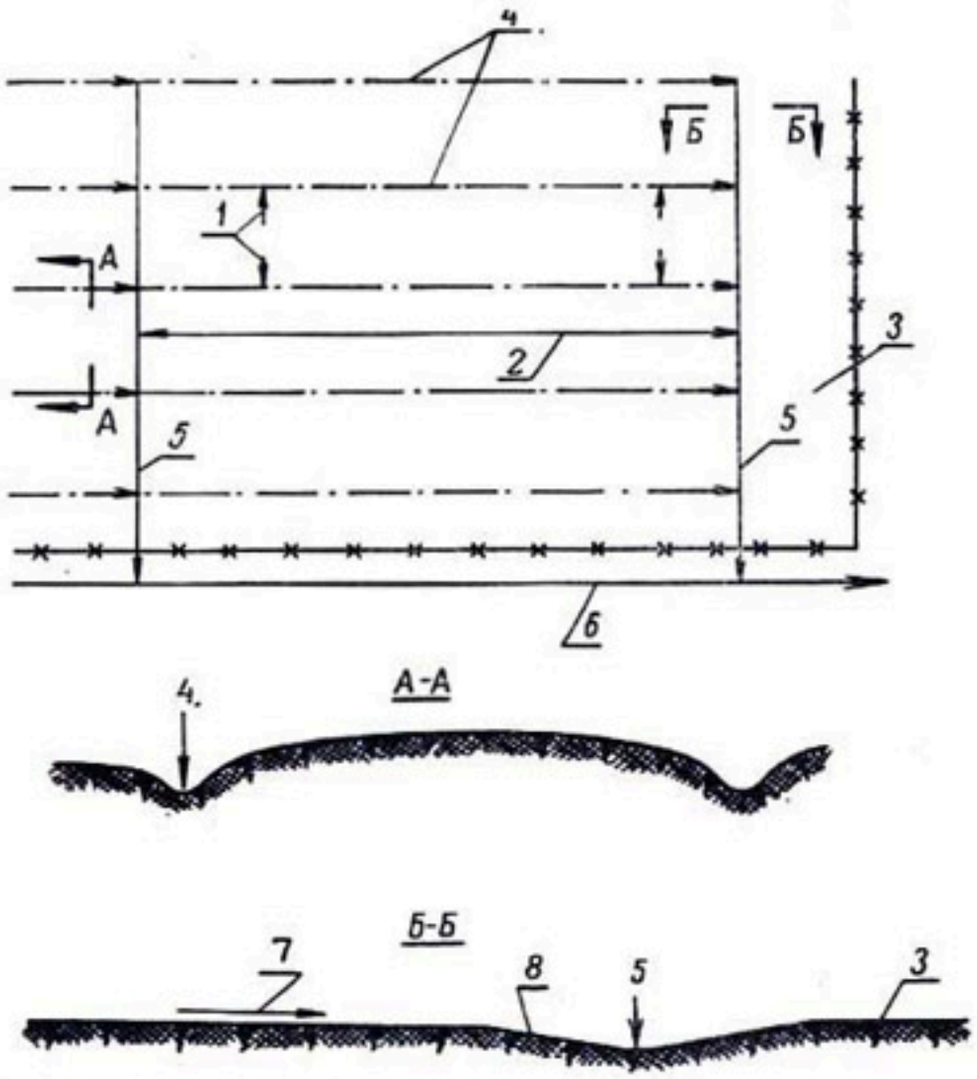


Рис. 166. Расположение дренажных канав и поперечные сечения гряд:

1 — стрелками указано движение воды к тупым бороздам; *2* — указанное расстояние зависит от типа почвы и величины уклона; *3* — поворотная полоса шириной 5—6 м; *4* — тупая борозда; *5* — водосборная дрена; *6* — сбросная канава; *7* — уклон; *8* — минимальный уклон 1 : 8.

1. Вид выращиваемых культур. Культуры пастбищ и лугов обычно не требуют таких узких гряд, как севооборотные культуры.

2. Уклон поля. Более ровные поля требуют более узких гряд.

3. Почвенные характеристики дренажа. Почвы с низкой инфильтрацией и плохой водопроницаемостью требуют узких гряд.

4. Использование сельскохозяйственных орудий. Поскольку сельскохозяйственные культуры обычно плохо растут на дренажных бороздах, ширина гряд должна в несколько раз превышать ширину захвата орудия, чтобы потери посевной площади были минимальными.

Борозды прокладываются параллельно грядам, и вода борозды отводится в дренажные канавы при помощи перехватывающих дрен. Дренажные канавы между гребнями должны иметь положительный уклон и отводить воду в сбросную систему канав, имеющих достаточно большую пропускную способность. Всякое ограничение пропускной способности сбросной системы приводит к значительному ущербу для культур на пониженных участках гряд. Сборные канавы следует размещать от края поля на расстоянии 4,5—6 м, оставляя таким образом место для поворотной полосы (рис. 166).

Хотя гряды значительно облегчают дренирование, они не обеспечивают нормальной работы современных высокоскоростных сельскохозяйственных машин. Когда для обработки почвы используются орудия с применением живого тягла, то большая разница почвенной влажности на гребне и в борозде не имеет существенного значения. При механизированной тяге поверхность гряд бывает часто слишком сухой для вспашки или для другой обработки почвы. В большинстве случаев вместо устройства гряд можно произвести тщательную планировку земли и проложить параллельные полевые канавы, расположенные на большом расстоянии друг от друга.

§ 3. Дренажные террасы

В том случае, когда слой почвы имеет малую толщину и подстилается водонепроницаемым слоем при уклоне 4% или меньше, для сбора и отвода с поверхности избыточной воды к водоприемникам могут применяться террасы дренажного типа, называемые иногда «системой канав поперечного уклона».

Эти террасы особенно эффективны, когда поверхностные неровности между ними устранены планировочными работами.

Войта (1950) установил, что существует значительная разница во влагоемкости почв между дренажными и обычными террасами,

устраиваемыми для предотвращения эрозии почв. В первом случае влагоемкость почв составляет 80—100% по сравнению с 50%-ной влагоемкостью почв в случае обычных террас.

Дно террасы плоское или V-образное (рис. 167). Вынутый грунт используется для заполнения впадин на участках между террасами или укладывается в банкеты высотой 5—8 см, которые имеют ширину 4,5—7,5 м и размещаются на более низкой стороне канала.

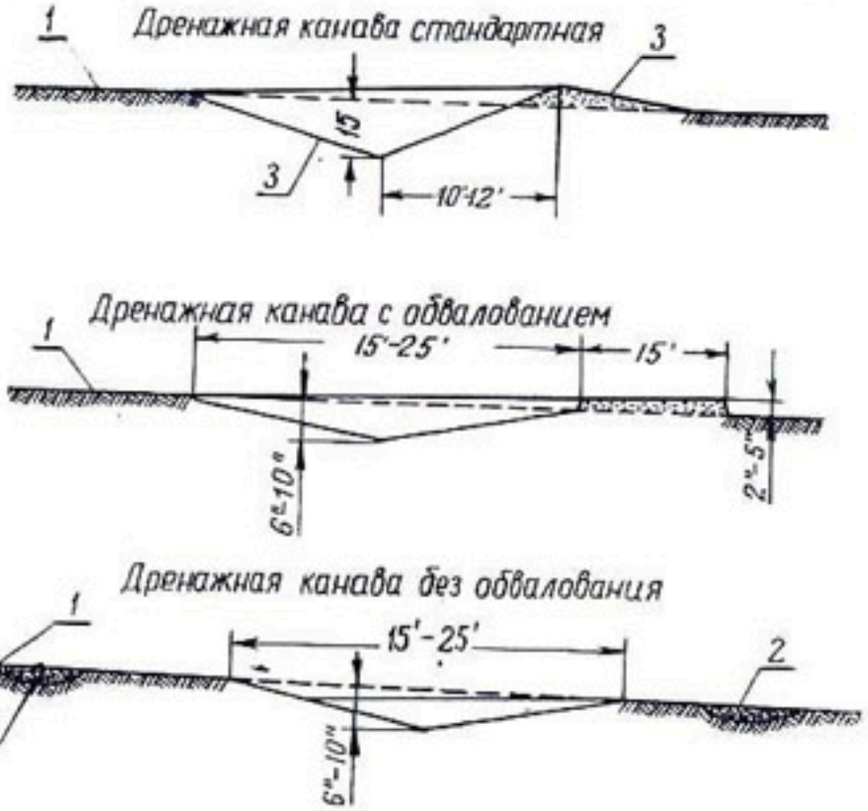


Рис. 167. Два типа стандартных дренажных террас (по Войта):

1 — уклон 4%; *2* — впадина, заполненная вынутой породой; *3* — уклон 1 : 5 или более пологий; размеры даны в дюймах (глубины) и футах.

Площадь поперечного сечения такого канала составляет 0,5—0,7 м². Желательно, чтобы средний уклон террасы составлял 0,5%, но он может изменяться в пределах от 0,1 до 1,0%, в зависимости от топографии местности.

Строительство террас удобно производить при помощи землеройных машин типа скрепера или ковша. Очень важно вынутый из канала грунт использовать для заполнения выемок между террасами. На этих работах могут также использоваться самоходные грейдеры, террасные плуги и другое подобное оборудование.

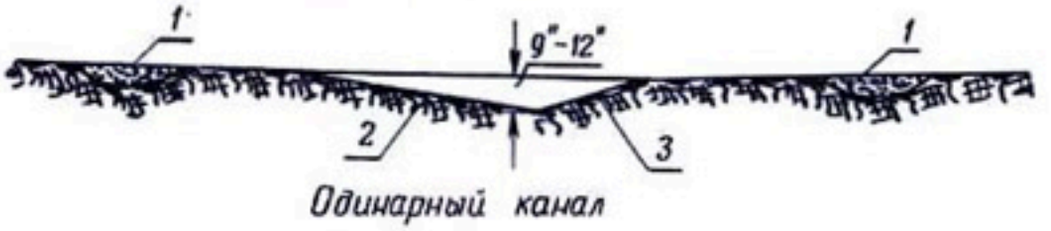
Бошами (1952) указывает, что наиболее рациональным при уклоне в 4% оказалось расстояние между каналами, равное 30 м. При уменьшении уклона до 0,5% это расстояние должно быть увеличено до 45 м.

Сельскохозяйственные работы должны проводиться вдоль террасы. Однако при вспашке следует избегать образования «мертвых борозд» или других углублений, которые могут свести на нет эффективность системы террас.

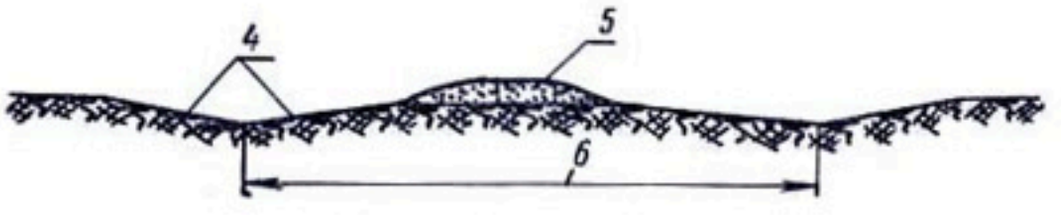
Дренаж и регулирование водного стока при помощи осушительных террас получает все большее распространение во всех влажных областях США. В условиях быстрого развития механизации сельского хозяйства террасный тип дренажа быстро вытесняет дренаж при помощи канав на наклонных участках. Дренажные террасы обеспечивают также эффективное предупреждение эрозии почв, особенно в тех случаях, когда эта функция террас учитывается при их проектировании. До сего времени еще не исследованы все возможности применения террасного дренажа.

§ 4. Полевые каналы для поверхностных вод

Каналы этого типа могут быть разбиты на две группы: 1) система с произвольным расположением каналов, 2) система с параллельными каналами. В свою очередь, внутри этих двух групп каналы



Одинарный канал



Двойной канал

Рис. 168. Поперечные сечения полевых каналов для поверхностного дренирования (площадь сечения одинарного канала 0,5—0,7 м²):

1 — вынутая порода, используемая для заполнения впадин; *2* — уклон при обработке в поперечном направлении делают равным 1 : 8; *3* — уклон при обработке вдоль канала делают равным 1 : 4; *4* — уклон 1 : 8; *5* — вынутый грунт; *6* — расстояние между каналами зависит от их размеров.

подразделяются на V-образные и сдвоенные (W-образные). Каналы обычно имеют пологие откосы, которые позволяют пересекать их сельскохозяйственными машинами (рис. 168).

V-образные одинарные каналы выгодно использовать в том случае, когда вынутая земля применяется для заполнения различных углублений, в результате чего поверхность земли выравнивается. Если вынутый грунт не используется, то следует принять меры к тому, чтобы он не мешал стоку поверхностной воды в канал. Размеры канала зависят от его назначения и рассматриваются ниже.

Сдвоенный канал состоит из двух параллельных каналов, отделенных друг от друга вынутым грунтом, который не может быть размещен в других местах поля. Эти каналы особенно пригодны для дренирования площадей, имеющих двойной сток к каналу, и очень плоских участков, где необходимо иметь бороздной дренаж с обеих сторон. Расстояние между двумя каналами составляет обычно около 9 м при глубине каналов 23 см. Эти размеры обеспечивают боковые уклоны 1 : 8, которые можно обрабатывать и в поперечном направлении. Если требуется большая глубина каналов, то их следует располагать дальше друг от друга. Иногда площади между каналами используются под сенокос или служат проездами к различным участкам поля. Поперечные сечения одинарных и двойных каналов показаны на рисунке 168.

1. Система с произвольным расположением каналов. Поля, имеющие одну или несколько больших впадин, которые нельзя засыпать вынутой породой, но которые имеют хороший поверхностный дренаж, можно осушать выборочными каналами. В этом случае каналы, проложенные к каждой из этих впадин, отводят избыточную воду в сбросной канал. Принципы проектирования этих каналов рассмотрены в третьей части книги (раздел I) и в следующих работах: Роу (1954), Джонс (1952), Фриверт (1955). Выборочный канал средних размеров имеет площадь поперечного сечения от 0,5 до 0,7 м^2, а глубину от 23 до 30 см. Уклон откосов канала определяется следующими факторами: 1) если поле обрабатывается поперек канала, боковой уклон должен быть не менее 1 : 8 или 1 : 10; 2) каналы с боковым уклоном 1 : 4 могут использоваться при обработке поля параллельно этим каналам. Характер произвольного расположения каналов иллюстрируется рисунком 169.

Выборочные каналы еще ценны тем, что они позволяют отводить поверхностную воду из больших углублений, откуда ее нельзя сбросить через гончарные дрены. Однако не следует допускать, чтобы выборочные каналы мешали планированию поверхности земель и созданию дренажных террас, которые меньше мешают обработке поля и использованию сельскохозяйственной техники.

2. Параллельные каналы. Параллельные каналы обычно используются на плохо дренированных почвах, которые имеют

слишком неровную поверхность, исключающую возможность обеспечить дренирование путем планировки поверхности. Эти каналы имеют V- или W-образный профиль, заложение откосов 8 : 1 или 10 : 1 и площадь поперечного сечения не менее 0,5 м².

Ряды сельскохозяйственных культур должны пересекать каналы под прямым углом. Поэтому расстояние между каналами зависит от длины борозд, которые должны сбрасывать сток в канал и не размываться. Разбивка (планировка) борозд проводится

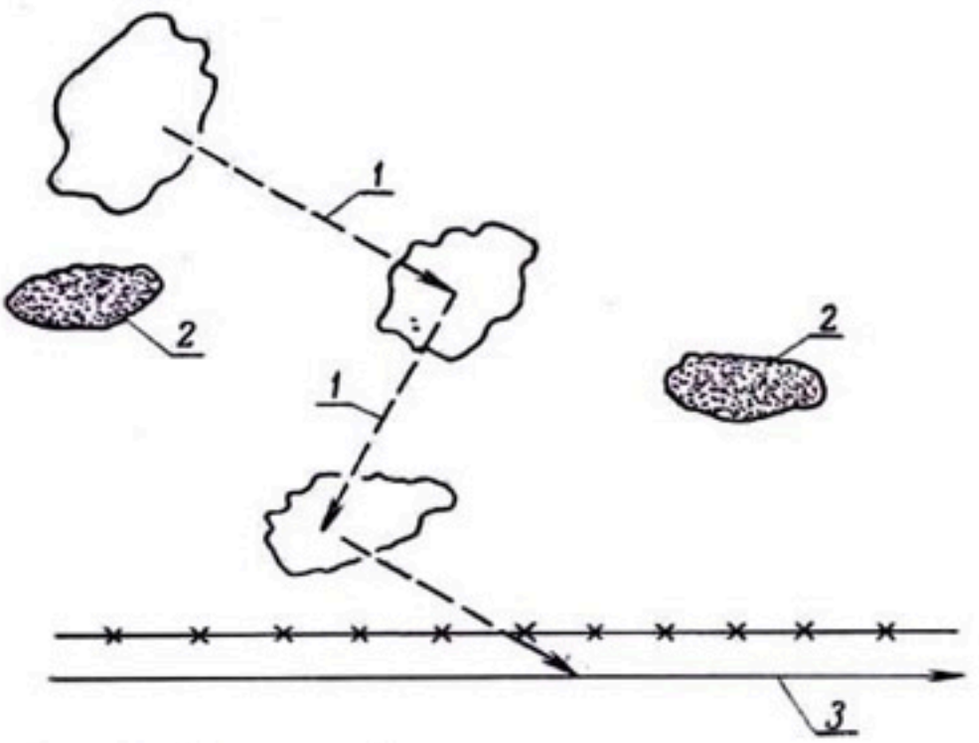


Рис. 169. Система выборочного расположения полевых каналов:

1 — мелкие выборочные полевые каналы; *2* — вынутая порода, используемая для засыпки небольших впадин; *3* — сбросной канал.

с таким расчетом, чтобы в направлении к каналу обеспечить для всех гряд уклон, равный 0,1—0,2%.

В тех случаях, когда уклон поля имеет одно направление, расстояние между каналами может изменяться в пределах от 90 до 180 м в зависимости от эрозийности почвы и пропускной способности поперечного сечения канала. Там, где уклоны имеют разное направление, можно иногда увеличить расстояние между каналами и обеспечить сток воды в обоих направлениях к каналам, расположенным на значительном расстоянии друг от друга.

Для проектирования этих каналов был разработан ряд указаний, в которых учитывается разнообразие почвенных и топографических условий (Роу, 1954; Фриверт, 1955).

3. Каналы для регулирования уровня грунтовых вод. В почвах с высокой водопроницаемостью, а также в торфяных и гуму-

совых почвах, где важно не только быстро удалить поверхностную воду, но и снизить уровень грунтовых вод, для облегчения возделывания сельскохозяйственных культур можно эффективно использовать глубокие каналы с крутыми откосами.

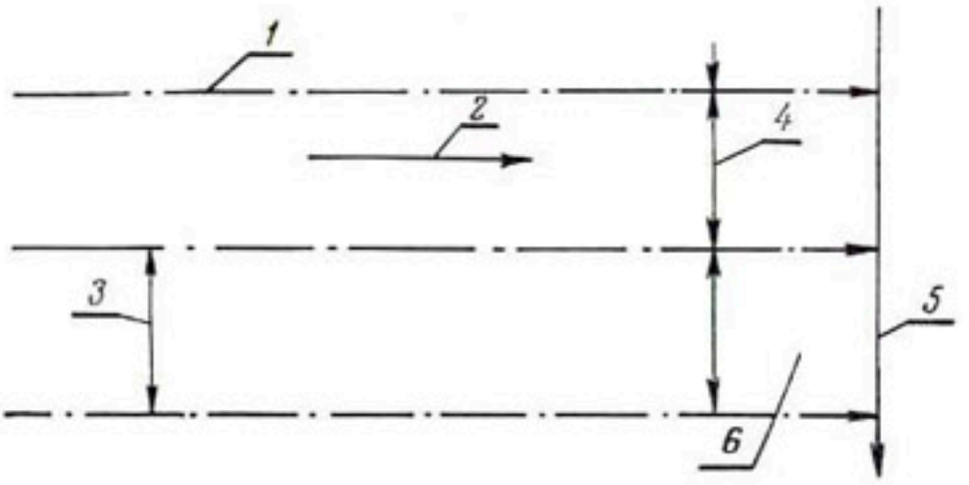


Рис. 170. Расположение каналов для регулирования уровня грунтовых вод (по Бошами):

1 и *2* — каналы для регулирования уровня грунтовых вод и их направление; *3* — расстояние между каналами *1* составляет: в песках — 200 м, в минеральных почвах — 100 м, в торфяных и гумусовых почвах — 60 м; *4* — перехватывающая дрена; *5* — сбросной канал; *6* — поворотная полоса.

Каналы закладываются на поле параллельно друг другу. Расстояние между каналами и их поперечное сечение зависят от вида почв. Общие указания по проектированию таких каналов

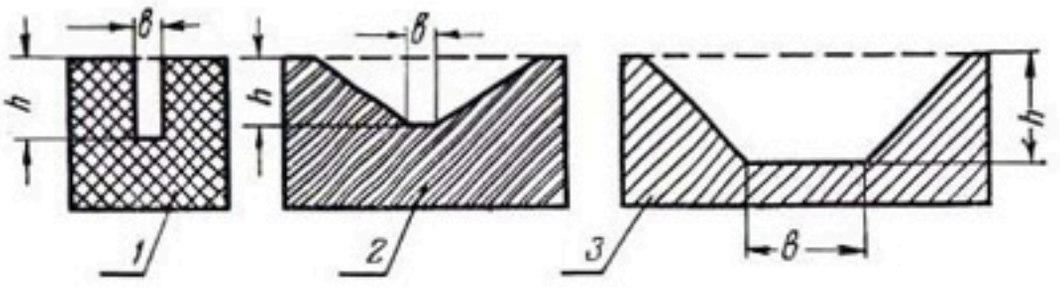


Рис. 171. Поперечные сечения каналов для регулирования уровня грунтовых вод (указаны минимальные размеры и уклоны). По Бошами:

1 — органическая почва: $h=0{,}9$ м; $b=0{,}3$ м, в торфе с нарушенной структурой уклон 1 : 1 (в «сыром» торфе стенки канала вертикальные); *2* — минеральные почвы, за исключением песков: $h=0{,}75$ м, $b=0{,}3$ м, заложение откосов $1^1/_2$: 1; *3* — пески: $h=1{,}2$ м, $b=1{,}2$ м, заложение откосов 1 : 1.

разработали Бошами (1952) и Джонс (1952). На рисунках 170 и 171 показаны общая планировка и поперечные сечения каналов, прокладываемых в различных почвах.

Кроме обеспечения сброса поверхностной воды, глубокие каналы помогают также снизить уровень грунтовой воды. При устрой-

стве водорегулирующих сооружений эту систему каналов можно использовать для поддержания уровня грунтовой воды на глубине, необходимой для выращивания сельскохозяйственных культур в засушливые периоды.

Вынутая почва используется для заполнения впадин или укладывается с таким расчетом, чтобы не мешать обработке участков, примыкающих к каналам. Борозды делают параллельно каналам, и сток из них отводится в эти каналы через перехватывающие каналы.

4. Перехватывающие каналы. Во многих влажных районах неблагоприятные условия, создающиеся на полях при избыточной воде, объясняются затоплением этих полей стоком, поступающим с возвышенных участков. Путем устройства отводных каналов или террас вблизи основания ската этот сток можно перехватывать и отводить к водоприемнику. Такой перехват стока помогает также регулировать отложение наносов на низинных участках. Проектирование отводных устройств основывается на гидрологических условиях водосборного бассейна, с которого должна быть удалена вода. Принципы проектирования такой отводной сети изложены Айерсом (1939) и Фривертом (1955).

Использование перехватывающих каналов для отвода поверхностного стока увеличивается во многих районах, в частности в холмистых районах Новой Англии и вдоль Аппалачских гор. Особенность этих каналов заключаются в том, что они служат для удаления воды до того, как она попадет на поля и возникнет необходимость в устройстве дренажа.

§ 5. Осушительная сеть на территориях, подверженных приливам

Вдоль всего восточного побережья США и на побережье Мексиканского залива имеется почти непрерывная полоса заболоченных подверженных приливам земель, ширина которой измеряется от нескольких сотен футов до нескольких миль. Освоение этих потенциально производительных земель приковывает к себе внимание в течение последних 200 лет. Их дренирование обычно требует создания системы траншей, дамб и каналов для подвода воды к откачивающим насосным станциям или регулируемым самотечным каналам.

На практике обычно применяются способы осушения, подобные тем, которые используются при осушении низменностей в Европе и болот в Англии. Этот способ состоит в сооружении траншей и дамб, которые предотвращают затопление приливом площадей,

предназначенных для освоения. В этом случае сооружается система полевых каналов для регулирования уровня грунтовой воды, чтобы отводить избыточную поверхностную воду с защищенных территорий в общий водосброс (водоприемник). Эти водосбросы состоят из подземных труб или штолен, проходящих через дамбу и сбрасывающих воду в реку или океан. Выходные концы труб защищены от приливов затворами, работающими на принципе использования силы тяжести. Эти затворы позволяют воде вытекать с защищенной территории, когда уровень внешнего бьефа расположен ниже уровня внутреннего бьефа защищенной территории. Затворы закрываются, когда внешний уровень воды поднимается выше внутреннего. К механической откачке воды с целью дренирования следует прибегать в том случае, когда колебание уровня приливов является слишком большим или когда бывают высокие приливы, вызванные действием ветра или обильным притоком воды с возвышенностей.

Для развития сельского хозяйства все более важное значение приобретает освоение новых земель.

Исторический обзор освоения новых территорий вдоль побережья в штатах Джорджия и Южная Каролина, а также краткий отчет об опыте, имеющемся в настоящее время, можно найти лишь в небольшом количестве печатных работ: Райт (1907), Уорреи (1911), Вильямс (1955), Утен (1955) и Саттон (1955а).

2. ПОДЗЕМНЫЙ ДРЕНАЖ

§ 1. Принципы проектирования

Вопросы проектирования дренажных систем, водосбросов, определения размеров гончарных дрен и т. п. рассматриваются в начале этой части (раздел I). Более подробно эти вопросы рассмотрены в следующих работах: Фриверт и др. (1955), Роу и Эйрес (1955).

1. Потребность в дренаже. Выбор коэффициента дренирования в значительной степени основывается на полевых исследованиях и на практическом опыте.

Линде (1921), который измерял расход гончарных дрен в штате Северная Каролина, рекомендовал коэффициент дренирования[1] 0,6 см в сутки при расстоянии между дренами 30 м и 0,9 см в сутки для дрен, расположенных друг от друга на расстоянии менее 30 м. Шлик (1918) в штате Айова провел аналогичные иссле-

[1] Напомним, что коэффициент дренирования 1 см/сутки соответствует модулю стока 1,16 *л/сек* с 1 га.— *Прим. ред.*

дования на крупных дренажных системах. Он рекомендовал коэффициент дренирования 0,8—0,9 см в сутки при расстоянии между дренами свыше 30 м и 1,3 см в сутки или больше, когда это расстояние уменьшается до 15 м. Там, где должна быть удалена поверхностная вода, коэффициент дренирования увеличивают на 0,3 см в сутки или больше. Для некоторых площадей нормальный коэффициент дренирования должен быть удвоен. Рекомендуемые коэффициенты дренирования для различных районов США даются в работе Фриверта и др. (1955).

Коэффициент дренирования в качестве критерия для определения размеров гончарных дрен обычно выбирается без учета проницаемости почвы, расстояния между дренами, глубины фильтрации и т. д. Хотя существующие в настоящее время методы проектирования не имеют значительных погрешностей, тем не менее расчет проектной пропускной способности гончарных дрен, как и всех других гидравлических сооружений, должен основываться на факторах, которые влияют на величину расхода удаляемых вод. Без учета водопроницаемости почвы и других факторов нельзя спроектировать хорошую дренажную систему.

2. Глубина поперечных дрен и расстояние между ними. Эти размеры в значительной мере предопределяются практическим опытом и анализом существующих условий. Бошами и Фаскен (1955) сообщают, что сотрудники Службы охраны почв для районов Среднего Запада США определили глубину и расстояние между дренами в зависимости от типа почв. В последние годы многие исследователи предложили формулы для определения глубины дрен и расстояния между ними (см. вторую часть книги). Вследствие больших различий в почвах до сего времени еще не разработан метод, который был бы удовлетворительным для всех условий. Решение этой задачи обычно основывается на одном из двух допущений: уровень грунтовых вод является 1) понижающимся или 2) устойчивым, при этом поток, питаемый дождем или ирригационной водой, равен стоку, удаляемому гончарным дренажем и глубокой фильтрацией. Второе допущение основано на теории фильтрации скопившейся воды. Вследствие кратковременных ливней большой интенсивности и значительных колебаний уровня грунтовых вод во влажных районах устойчивый уровень грунтовых вод встречается очень редко.

Однако в районах с морским климатом благодаря постоянной низкой интенсивности осадков в течение относительно продолжительного периода уровень грунтовых вод может быть довольно устойчивым. Киркхем и де Зеув (1952) собрали данные об осадках и уровнях грунтовой воды во время экспериментов по дренажу в Голландии. Эти данные характеризуют условия устойчивого состояния.

Формулы для определения расстояния между дренами при устойчивом уровне грунтовых вод разрабатывали Аронович и Дошан (1946), ван Демтер (1949), Хоугхаудт и др (1940). Виссер (1954) предложил различные формулы для определения расстояния между дренами при разных граничных условиях. Формулы для определения расстояния между дренами при понижающемся уровне грунтовых вод были выведены такими исследователями, как Нил (1934), Уолкер (1952) и Дамм (1954). Формула для определения расстояния между дренами, разработанная Гловером и изложенная Даммом (1954), известна под названием формулы Гловера.

Водопроницаемость, расстояние между дренами, глубина и колебания уровня грунтовых вод, урожайность сельскохозяйственных культур, глубина залегания водопроницаемого слоя, глубина сбросного выхода системы, оборудование для рытья траншей — все это влияет на оптимальную глубину закладки гончарных дрен и распределительных каналов. При расчете глубины закладки дрен учитывается один или несколько вышеупомянутых факторов; в соответствии с этим рассчитывают расстояние между дренами. В минеральных почвах минимальное расстояние от поверхности почвы до основания дрен составляет 0,6 м плюс диаметр гончарной дрены; это предотвращает поломку и смещение дрены. Глубина дрены в органической почве должна быть равна 1,2 м; такая глубина позволяет учесть осадку и уменьшить искривление линии дрен в вертикальной плоскости. В однородных минеральных почвах глубина дрен обычно изменяется в пределах от 0,75 до 1,5 м. При увеличении глубины закладки дрен расстояние между дренами также может быть увеличено. Это, как правило, снижает затраты на строительство и эксплуатацию дренажной системы. Виссер (1950), работающий в Голландии, указал, что оптимальная глубина уровня грунтовой воды при выращивании злаковых культур зависит от глубины поверхностного гумусного слоя, от глубины поверхностного торфяного слоя, от колебаний уровня грунтовых вод и от структуры почвы. Он нашел, что: 1) чем глубже поверхностный слой гумуса и торфяной слой, тем больше должна быть глубина закладки дрен; 2) чем меньше колебания уровня грунтовой воды, тем больше урожай; 3) чем лучше структура почвы, тем больше должна быть оптимальная глубина уровня грунтовой воды. Роу и Эйрес (1954) подсчитали оптимальные глубины закладки дрен при выращивании различных культур в минеральных и торфяных почвах. Более подробно выбор глубины дренажа рассматривается в пятой части книги.

Основываясь на статистическом анализе данных полевых испытаний почв в штате Миннесота, Нил (1939) предложил следующие эмпирические формулы для определения глубины закладки дрен

и расстояний между ними при устройстве дренажа на низинных землях:

$$d = \frac{17,5}{M_e^{0,5}}; \qquad \text{(III,1)}$$

$$S = \frac{12000}{M_e^{1,6} R_d^{1,43}}, \qquad \text{(III,2)}$$

где d — глубина до дна дрены, в футах;
M_e — эквивалент средней влажности, в %;
S — расстояние между дренами, в футах;
R_d — скорость понижения уровня грунтовых вод в середине между дренами, в футах/сутки.

На основе ограниченного числа наблюдений Нил (1934) установил, что культуры серьезно не повреждаются, когда уровень грунтовой воды поддерживается по крайней мере на глубине 0,15 м от поверхности почвы и затем снижается со скоростью 0,3 м/сутки во втором интервале глубины (15 см) и со скоростью 0,2 м/сутки в третьем интервале. По тем же данным Нил установил, что коэффициент R_d в уравнение (III,1) можно не включать.

Формула Нила в отличие от большинства других формул основана не на проницаемости почвы, потому что техника измерения водопроницаемости в полевых условиях в его время еще не была разработана. Нил (1934) нашел также, что глубина закладки дрен и расстояние между ними могут быть определены по степени пластичности почв и по содержанию глины в почвах. Роу и Эйрес (1954) утверждают, что формулы Нила при незначительных изменениях могут применяться во влажных районах северо-западных штатов Тихоокеанского побережья.

Уолкер (1952) вывел следующую формулу для определения расстояния между дренами:

$$S = (y_0 + y) \operatorname{tg} \theta, \qquad \text{(III,3)}$$

где y_0, y — высота поверхности грунтовых вод над центрами дрен в середине между ними в заданное время (см. рис. 172);
θ — показанный на рисунке 172 угол, который можно определить из уравнения

$$\cos \theta = \Delta y p / 2Kt, \qquad \text{(III,4)}$$

где $\Delta y = y_0 - y$ — минимальное понижение уровня грунтовых вод, в футах;
p — некапиллярная порозность слоя почвы, в котором находится поверхность грунтовых вод;
K — наименьший коэффициент фильтрации почвенного слоя, в футах/сутки;
t — время, в сутках.

Расстояние между дренами можно также определить по методу Уолкера, когда глубина залегания гончарных дрен и величины проницаемости почвы являются различными для двух дрен. Ван Шилфгарде и др. (1956) установили, что уравнение Уолкера дает слишком большое расстояние между дренами. При подсчете по уравнению Уолкера расстояний между дренами на основе полевых данных Киркхема и де Зеува (1952) эти расстояния оказались в 4—30 раз больше действительных расстояний. В целях теоретического ознакомления с уравнением Уолкера смотри раздел I во второй части книги.

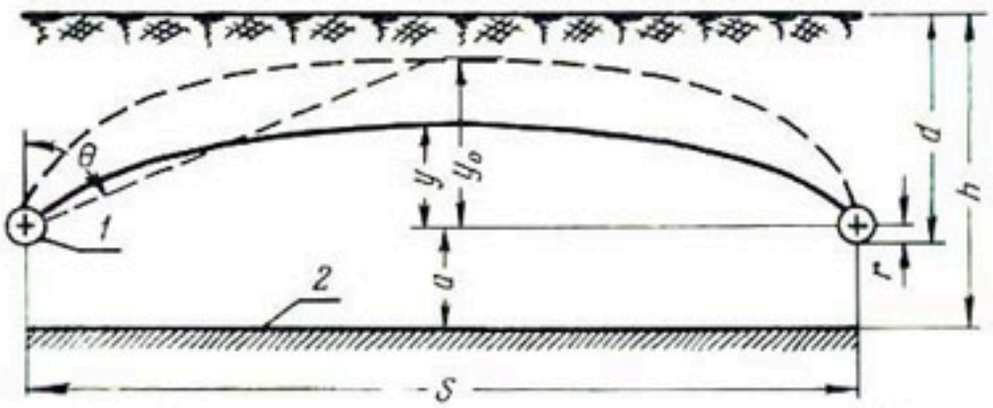


Рис. 172. Обозначение символов, используемых в формулах для определения расстояний между гончарными дренами:
1 — гончарная дрена; *2* — водонепроницаемый слой.

Большинство расчетных формул для определения расстояний между дренами применимо только к однородной почве с проницаемым слоем, залегающим на значительной глубине ниже гончарных дрен, однако Виссер (1954) разработал решения для трех глубин непроницаемого слоя. В первом случае непроницаемый слой расположен у дна гончарных дрен, т. е. $a = r$ (рис. 172).

Формула имеет вид[1]

$$S_m = 2y\left(\frac{K}{DC_m}\right)^{1/2}, \qquad \text{(III,5)}$$

где S_m — расстояние между дренами, м;
y — высота уровня грунтовой воды над плоскостью, в которой лежат оси дрен, см;
K — коэффициент фильтрации, м/сутки;
DC_m — коэффициент дренирования (Drainage Coefficient), мм/сутки.

Во втором случае непроницаемый слой расположен на глубине более $100\,y$ ниже дрен. Во всяком случае этот слой должен существовать, иначе вода не будет двигаться горизонтально к дренам. Виссер (1954) считает, что непроницаемый слой в дан-

[1] Формула (III, 5) предложена Роте (1924). — *Прим. ред.*

ном случае отсутствует, однако автор этого раздела интерпретирует это утверждение так: непроницаемый слой отсутствует на глубинах, где проходит большая часть потока. Для этого случая расстояние между дренами определяется по формуле

$$S_m = \left(\frac{8Kiy}{DC_m}\right)^{1/2}, \qquad (III,6)$$

где i — коэффициент, который зависит от расстояния между дренами; он может быть определен по таблицам, составленным Виссером (1954).

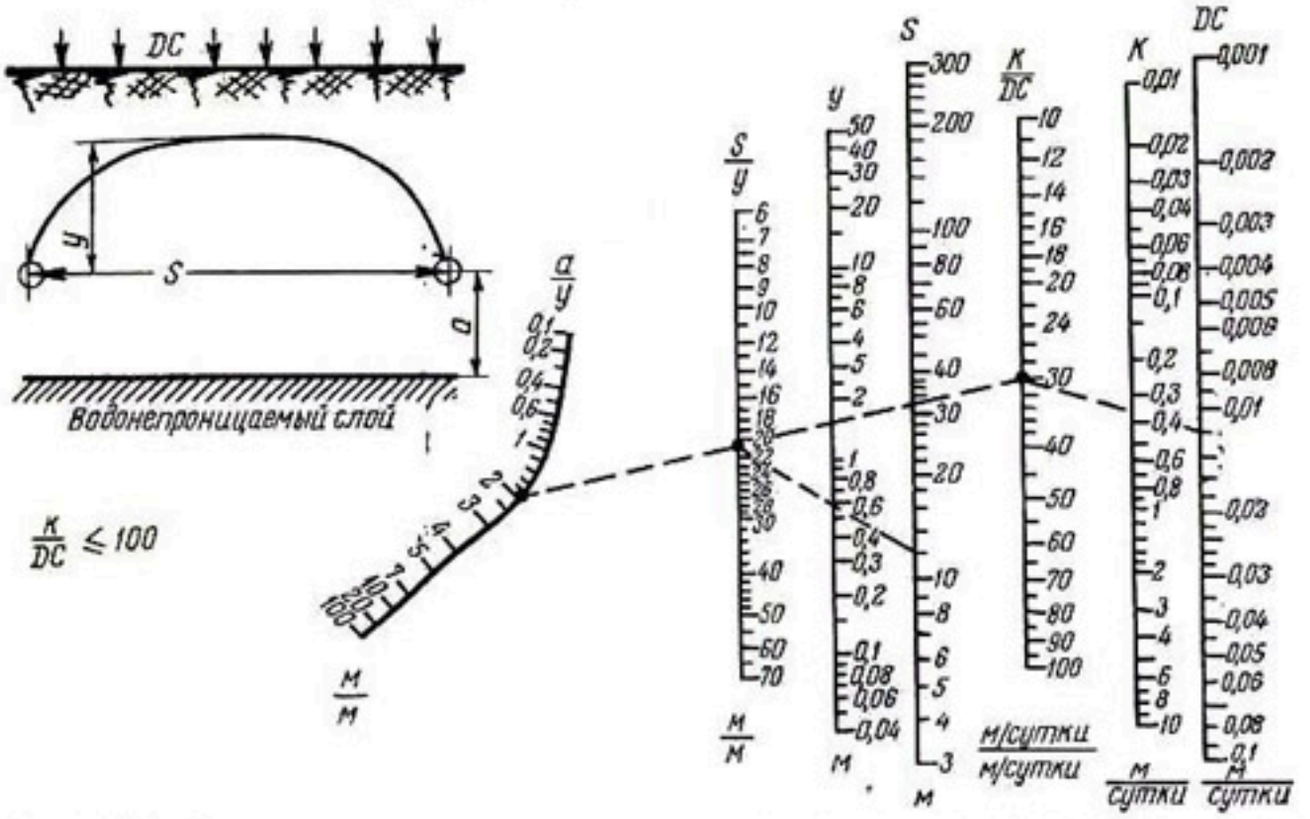


Рис. 173. Номограмма для определения расстояния между гончарными дренами при $K/DC \leqslant 100$ (по Виссеру). Под шкалами номограммы указаны размерности величин, отложенных на этих шкалах.

В третьем случае, когда непроницаемый слой расположен на глубине менее 100 y, считая от гончарных дрен, расстояния между дренами могут быть подсчитаны по номограммам[1], приведенным на рисунках 173 и 174.

Пример. Требуется определить расстояние между гончарными дренами, когда глубина водоупора $a = 1{,}2$ м, считая от линии центров дрен. Максимальная высота уровня грунтовой воды над дренами $y = 0{,}6$ м. Скорость удаления воды, или коэффициент дренирования, $DC = 0{,}012$ м/сутки. Гидравлическая проводимость почвы (коэффициент фильтрации) $K = 0{,}36$ м/сутки.

[1] Отметим, что решения (и номограммы) Виссера не учитывают диаметр дрен — это является их недостатком (см. также примечание на стр. 122). — *Прим. ред.*

Решение. Поскольку $a=(1{,}2/0{,}6)y=2y$ и $K/DC=(0{,}36/0{,}012)=30$, то решение может быть найдено по номограмме, приведенной на рисунке 173. Начнем с правой стороны номограммы. Наложите край линейки на точку 0,012 шкалы DC и на точку 0,36 шкалы K. Тогда край линейки на шкале K/DC укажет точку 30. Теперь соедините линейкой точку 30 шкалы K/DC и точку 2 шкалы a/y. Линейка пересечет шкалу S/y в точке 20. Соединив эту точку с точкой 0,6 шкалы y, найдем по шкале S междренное расстояние $S=12$ м.

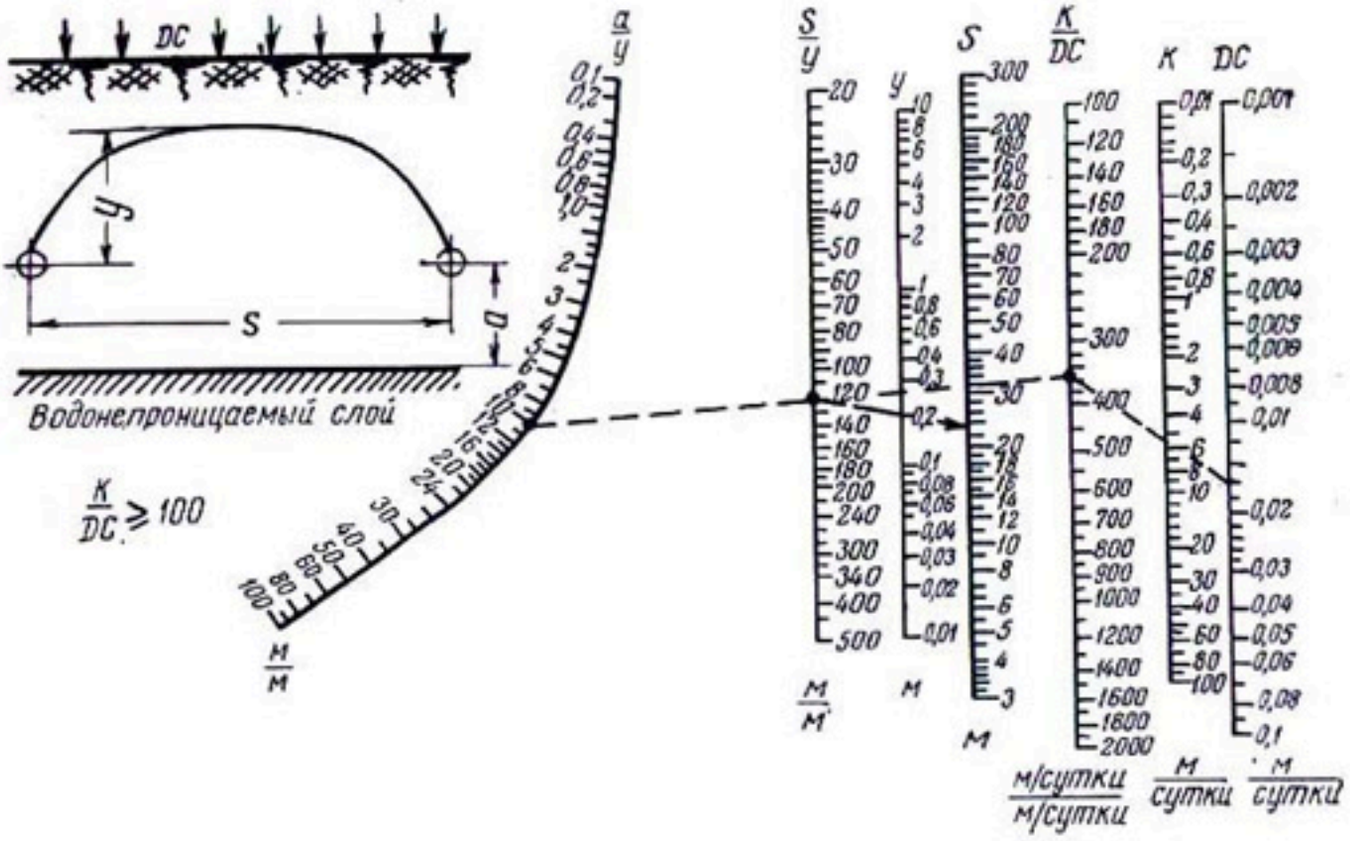


Рис. 174. Номограмма для определения расстояния между гончарными дренами при $K/DC\geqslant 100$ (по Виссеру). Все обозначения, как на рисунке 173.

Для дальнейшего ознакомления с теорией Виссера см. раздел I второй части книги.

Сравнение полевых данных и данных теории провели ван Шилфгарде и другие (1956). В случае понижающегося уровня грунтовой воды они нашли, что уравнение Гловера было лучшим из всех предложенных. Для решения задачи установившегося состояния весьма удовлетворительными оказались методы, предложенные Хоугхаудтом (1940) и ван Демтером (1949).

Ван Шилфгарде нашел, что уравнения Аравновича, Доннана и Гловера, основывающиеся на допущениях Дюпюи-Форхеймера, приводят к бо́льшим расстояниям между дренами по сравнению с теми, которые требуются, и что вычисленные расстояния между дренами розняются меньше, чем фактические расстояния. Капиллярная кайма, потери в результате испарения и транспирации,

глубокая фильтрация и колебания проницаемости почвы — все это затрудняет непосредственное сравнение данных теорий с данными полевых наблюдений. Некоторые исследователи (Шварцендрубер и Киркхем, 1956a, b) показали, что капиллярная кайма может значительно влиять на поток. Допущение о наличии или отсутствии непроницаемого слоя, которое делается для того, чтобы удовлетворить идеализированным условиям, может быть очень далеко от того, что существует в полевых условиях. Посередине междудренья, где уровень грунтовой воды понижается довольно медленно, на положение поверхности грунтовой воды может оказать значительное влияние глубокая фильтрация. Ван Шилфгарде (1954) сообщил, что глубокая фильтрация составляет 90% от общего потока, а остающиеся 10% потока отводятся гончарными дренами. Таковы данные лаборатории, которая была создана для установления эмпирических зависимостей, нужных для определения глубины закладки дрен и расстояния между ними.

На некоторых площадях почвы настолько разнообразны и измеренные величины проницаемости настолько различны, что вычисленные расстояния между дренами могут быть не точнее расстояний, установленных на основании опыта. Методы, основанные на измерении водопроницаемости почвы, должны быть упрощены и улучшены, хотя в этом отношении за последние годы были достигнуты большие успехи (Американское общество по испытанию материалов, 1955). Возможно, лучше всего рассчитывать водопроницаемость по типам или группам почв. С теоретической точки зрения водопроницаемость почвы является основным физическим критерием при проектировании.

Определение глубины дрен и расстояния между ними на наклонных участках, где почвенный слой имеет разную проницаемость, должно основываться на детальном изучении подпочвы и размеров площади фильтрации. Часто дренирование на наклонных территориях может осуществляться одной или двумя линиями перехватывающих гончарных дрен. Обычно линии гончарного дренажа перпендикулярны направлению просачивания. Бауер (1955) в однородных изотропных почвах исследовал направления гончарных дрен в зависимости от наклона участков. Он пришел к заключению, что линии гончарных дрен, уложенных вдоль и поперек уклона местности, имеют одинаковую пропускную способность. Однако он рекомендовал гончарную трубу укладывать под углом 10—30° к топографической горизонтали. Такое размещение дрен обеспечивает необходимый уклон гончарной дрены и перехватывание поверхностных и грунтовых потоков. Была сделана песчаная модель для определения направления дрены в насыщенной почве. При этом для случая понижения уровня грунтовых вод этот подсчет производился при помощи номограмм

Виссера (1954). Если не считать дрен малых размеров и легкость их укладки в изотропных почвах, то укладка дрен вдоль уклона не имеет никаких особых преимуществ по сравнению с другими системами укладки. Тем не менее при дренировании участков, идущих вдоль водных путей, и при решении других аналогичных задач дрены обычно укладывают в направлении уклона местности, параллельно каналам или увлажненным участкам.

При наличии водоупорного слоя под почвой гончарная дрена должна быть помещена на этом слое или немного выше него. При помощи электроаналога Чайлдс (1946) нашел, что дрены, помещенные на водоупорном слое, были значительно эффективнее дрен, помещенных немного выше этого слоя. Аналитические формулы потока, разработанные Киркхемом (1947), показывают, что расположение дрен на водонепроницаемом слое или заглубление их в этот слой уменьшает поток, хотя гидравлический напор при этом увеличивается. Совершенно непроницаемые слои, которые редко встречаются в полевых условиях, могут иметь различную глубину залегания и толщину, поэтому при проектировании дренажных систем необходимо проведение значительных полевых исследований. Лучше всего помещать гончарные дрены на глубине водопепроницаемого слоя. В том случае, когда водопроницаемый слой, находящийся под давлением, расположен слишком глубоко и в нем невыгодно укладывать перехватывающую дрену, хорошее дренирование могут обеспечить вертикальные колодцы, доходящие до этого слоя. Роу и Эйрес (1954) считают, что эти колодцы следует присоединять к системе гончарных дрен. Такие колодцы позволяют увеличить расстояние между дренами.

§ 2. Дренирование небольших впадин

Одних только гончарных дрен недостаточно для дренирования впадин или затопленных площадей — необходимы еще устройства для удаления поверхностных вод. В том случае, когда эти впадины встречаются на обрабатываемых полях, поверхностные входные отверстия (впуски) нежелательны, так как они препятствуют проведению полевых работ.

Как указывалось выше, подземные (слепые) впуски на практике оказались непригодными.

На свободной от растительности почве образуется тонкая плотная корка, которая уменьшает интенсивность поглощения воды. Дюли (1939) установил, что интенсивность поглощения воды почвой возрастала до первоначального значения, когда этот уплотненный слой удалялся.

Удаление небольших количеств поверхностной воды с применением гончарных труб может быть улучшено следующим образом: 1) создание хорошей почвенной структуры при помощи химикалий; 2) выращивание хорошего дернового покрова, в особенности над дреной; 3) улучшение конструкции подземного впуска; 4) укладка бóльшего количества гончарных дрен и 5) обработка поверхности земли для предотвращения закупорки входных отверстий дрен.

Как указывалось выше, поверхностный дренаж с помощью каналов или путем выравнивания почвы и создания уклонов может оказаться более эффективным. Необходимо вести дальнейшие исследования в этом направлении.

§ 3. Дренирование прибрежных равнин и затапливаемых земель

Одна из главных задач дренирования прибрежных равнин и заболоченных земель состоит в том, чтобы получить удовлетворительный сброс избыточной воды. В нормальных условиях этот сброс может быть обеспечен путем откачки. Саттон (1955b) сообщает, что в юго-восточных районах США площади, расположенные вдоль побережья и вдоль некоторых рек с глубоким руслом, дренируются с помощью насосных станций. Он пишет, что типичные насосные установки в этих районах включают оградительные валы, окружающие дренируемую площадь, открытые каналы для подвода воды к насосной станции и насосную станцию для подъема воды из канала к сбросу. На таких площадях горизонт воды в открытых каналах должен быть достаточно низким, чтобы обеспечить сброс из гончарных дрен. В противном случае потребуется устройство насосной станции. На приливных землях с повышенной отметкой их поверхности в период низких приливов необходимость в откачке отпадает.

Там, где встречаются приливные или паводковые воды, выпускные шлюзы могут регулироваться вручную или автоматически. Пауэрс и Титер (1932) сообщают, что колебание среднеприливной волны на побережье Тихого океана составляет от 1,52 до 2,13 м, однако оно является значительно бóльшим у побережья северной части Атлантического океана. Де Во (1955) указывает, что большое внимание было уделено геологическим причинам колебаний приливов, в то время как метеорологические влияния были исследованы не полностью. Он нашел, что уровень моря в любое время, за исключением астрономического прилива, тесно связан с атмосферным давлением и преобладающим ветром. Осадки, выпадающие над дренируемым бассейном, могут также оказывать влия-

ние, что показывает водомерная станция, расположенная на реке, подверженной приливам. На основании исследований, проведенных на такой реке в течение 22 лет (1926—1948), де Во (1955) установил, что годовой средний уровень моря, очевидно, возрос на 0,24 м. Площади, подверженные воздействию приливов, по сравнению со всей дренированной территорией относительно невелики.

§ 4. Дренирование торфяников и органических почв

Согласно Роу и Эйресу (1954, стр. 388—393), торфяные и гумусные почвы различных типов разбросаны отдельными участками в среднезападной части США вдоль Атлантического побережья, побережья Мексиканского залива и Тихоокеанского побережья, а также расположены сплошными массивами в районе Великих озер. Одной из важнейших задач дренажа в органических почвах является регулирование уровня воды, чтобы предупредить серьезную осадку и истощение почвы, обусловленное окислением и сгоранием, не поддающимся контролю. Прежде чем укладывать гончарные дрены, необходимо провести поверхностный дренаж, чтобы обеспечить первоначальное уплотнение почвы. Необходимо определить глубину органического слоя почвы и нижележащих слоев грунта. Прежде чем определять интенсивность осадки, необходимо установить уклоны и глубину сброса. Величина значений осадки может меняться от долей дюйма до нескольких дюймов в год. Глубина закладки гончарной дрены должна быть достаточно большой, чтобы обеспечить долговечность дренажной системы. Роу и Эйрес (1954, стр. 415) рекомендуют минимальную глубину закладки дрен 1,35 м для грубого слаборазложенного торфа и 2,13 м для разрыхленной поверхности. Для гумусных почв северной части штата Индиана Джонгедик и др. (1950) установили, что гончарные дрены, залегающие на глубине 1,52 м, обычно действуют на протяжении 50 лет. За шестилетний период наблюдений они установили, что величина осадки почвы составляла 1,2 см и 3 см в год при уровне грунтовых вод, равном 43 и 99 см соответственно. Для таких же глубин Клейтон и Джонс (1941) установили, что значения осадки почвы примерно на 50% больше значений, установленных на опытной станции в штате Флорида. Роу и Эйрес (1954, стр. 424) составили таблицу уровней грунтовых вод для различных культур. В то же время они рассмотрели много других вопросов, касающихся дренирования торфяных и гумусных почв. Анализ систем регулирования движения воды дан в разделе I этой части.

В торфяных и гумусных почвах часто рекомендуется укладывать шестидюймовые гончарные дрены с минимальным диаметром 15,2 см, чтобы обеспечить возможность различной осадки в профиле почвы. Там, где это возможно, желательно укладывать гончарные дрены на подстилающие минеральные почвы.

§ 5. Укладка дрен

Во влажных районах укладка гончарных дрен машинами часто является затруднительной из-за неустойчивости подстилающего слоя и из-за влажной топкой поверхности полей. Для плывунов следует руководствоваться рекомендациями, предложенными Эдминстером и др. (1951). Эти рекомендации основаны на обобщении результатов экспериментов, которые проводились в штате Вирджиния. При некоторых условиях гидростатическое давление может быть снижено путем откачки воды из колодцев или путем устройства других дрен поблизости от рассматриваемой площади.

Там, где дно дрен неустойчивое, длинные дренажные трубы обеспечивают лучший уклон и более правильное положение дрен на местности, чем это имеет место при обычных гончарных дренах. Гончарные дрены иногда укладываются на досках или брусках. Один строитель из штата Айова установил, что соединение гончарных дрен посредством коротких металлических труб из листового железа, которые надеваются на гончарные трубы, облегчает укладку и обеспечивает хорошее расположение труб. На заливных землях и болотах скрытые пни, кряжи и обломки мешают работать машинам. Помехой на других почвах являются также скрытые в почве камни. Если такие препятствия не могут быть устранены, то может оказаться необходимой повторная укладка гончарных дрен. Если торфяные и гумусные почвы являются сухими и устойчивыми, то укладка гончарных дрен в них будет такой же простой, как и в минеральных почвах. В общем при благоприятных условиях прокладка траншей для гончарных дрен в органических почвах легче, чем в минеральных.

Перевод М. П. Беликова и Л. Ю. Морейно

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

Методы изучения дренажа

I. МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПОЧВ

Скорость, с которой вода и воздух передвигаются в почве, имеет большое значение в агротехнике. Поэтому для проектирования дренажных устройств необходимо знать водопроницаемость или другие свойства почвы, имеющие отношение к скорости движения жидкости в почвах и водоносных пластах.

Функционирование дрен и дренажных колодцев непосредственно зависит от способности почв и водоносных пластов проводить воду.

Передвижение жидкостей в пористых средах и методы оценки водопроницаемости почв издавна привлекали внимание многих исследователей. Были достигнуты значительные успехи в этой области. Блестящий обзор крупных работ первых исследователей, таких, как Хаген, Пуазейль, Стокс, Дюпюи, Дарси, Хазен, Слихтер, а также работ современных ученых по этому вопросу был составлен Джекобом (1946).

Теория движения жидкости будет несомненно развиваться; все же основные законы, которым подчиняется течение жидкости в пористых средах, в настоящее время довольно хорошо изучены.

Основной проблемой с инженерной точки зрения является использование теории для количественной оценки водопроводимости почв при проектировании дренажных устройств. Нижеследующий обзор содержит краткое изложение основных уравнений движения и описание тех методов, которые имеют наибольшие перспективы использования для оценки водопроводящих свойств почв и водоносных пластов.

1. УРАВНЕНИЕ ПОТОКА И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

§ 1. Уравнение Дарси

Поток воды в пористых средах подчиняется закону, который впервые экспериментально был установлен Дарси (1856). Он изучал поток воды, вытекающий из фильтрующих слоев при атмосферном давлении, и с помощью несложной аппаратуры вывел закон движения потока. Он показал, что при достаточно низких скоростях потока расход Q изменяется прямо пропорционально потере напора:

$$Q = kA\frac{H_1 - H_2}{L}, \qquad (I,1)$$

где Q — объем воды, вытекающей в единицу времени;
k — коэффициент фильтрации (Американское общество почвоведения, 1952)[1];
A — площадь поперечного сечения потока;
H_1 — гидравлический напор в начале потока;
H_2 — гидравлический напор в конце потока;
L — длина потока.

Распределение гидравлического напора при потоке воды в пористой среде иллюстрируется на рисунке 175. Следует заметить,

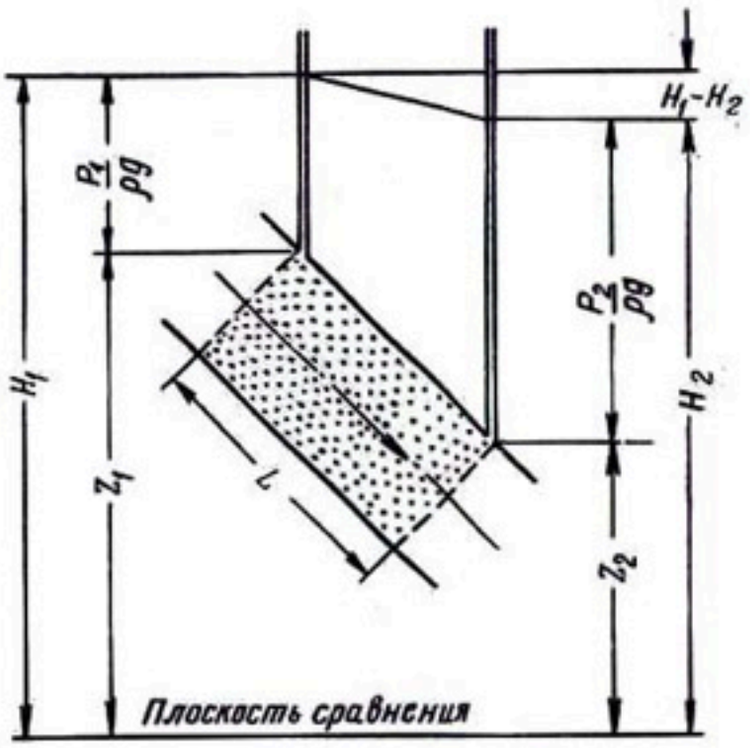


Рис. 175. Распределение гидравлического напора при однородном прямолинейном потоке в пористой среде. По Джекобу (1950).

что в любой данной точке образца гидравлический напор представляет собой сумму напора жидкости в данной точке $p/\varrho g$ и высоты z этой точки над плоскостью сравнения.

Так как каждый из этих членов представляет собой выражение энергии на единицу веса воды и измеряется в линейных единицах, напоры H_1 и H_2 могут рассматриваться как потенциальная энергия на единицу веса воды, поступающей в образец и вытекающей из него. Поскольку речь идет о скорости потока через пористую среду, кинетическая энергия потока незначительна. Следовательно, для потока в пористой среде общий гидравлический

[1] См. примечание на стр. 270—271.—*Прим. ред.*

напор в любой точке может быть подсчитан как сумма напора положения данной точки над плоскостью сравнения и напора давления в этой точке.

Уравнение Дарси для потока жидкости в общей форме было впервые написано Форхгеймером (1914) в следующем виде[1]:

$$v = -ki, \tag{I,2}$$

где v — эффективная, или макроскопическая, скорость потока[2];
k — гидравлическая проводимость в вышеприведенном понимании;
$i = \frac{dH}{dl}$ — гидравлический градиент.

Отрицательный знак показывает, что вектор скорости v направлен в сторону уменьшения гидравлического напора. Макроскопическую скорость v, равную Q/A, нельзя путать с фактической скоростью в порах среды, которая в среднем равна v/f, где f представляет собой порозность. Свойства как жидкости, так и пористой среды учитываются коэффициентом пропорциональности (гидравлической проводимостью) k, который имеет размерность скорости $[L/T]$.

§ 2. Уравнение Хагена—Пуазейля

Хаген (1839) и Пуазейль (1846) независимо один от другого приблизительно в одно и то же время показали, что для ламинарного потока количество данной вязкой жидкости, которое протекает за определенный промежуток времени по небольшой трубке, прямо пропорционально градиенту давления и диаметру трубки в четвертой степени. Их уравнение, которое выведено на основе законов классической гидродинамики, аналогично уравнению Дарси, и имеет следующий вид

$$Q = \frac{\pi d^4 (p_1 - p_2)}{128 \eta l}, \tag{I,3}$$

где Q — объем жидкости в единицу времени;
d — диаметр трубки;
p_1 и p_2 — давление в точках 1 и 2 трубки;
η — вязкость жидкости;
l — длина трубки от точки 1 до точки 2.

---

[1] Общий строгий вывод уравнений фильтрации был дан Н. Е. Жуковским в 1889 г. (Н. Е. Жуковский, Теоретическое исследование о движении подпочвенных вод, Журнал Русского физ.-хим. общества, т. 21, вып. 1, 1889 — см. Полное собрание сочинений, т. 7, 1937).— *Прим. ред.*

[2] В СССР называется скоростью фильтрации.—*Прим. ред.*

В результате преобразования этого уравнения получим

$$Q = \frac{\pi d^4 \varrho g}{128\eta} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l}. \qquad (I,4)$$

При выводе формулы для средней скорости на основе уравнения непрерывности уравнение (I,4) принимает вид:

$$v = \frac{d^2 \varrho g}{32\eta} i. \qquad (I,5)$$

Из этого уравнения видно, что имеется близкая аналогия между ламинарным потоком в трубках и потоком в пористой среде. Уравнение (I,5) представляет собой уравнение Дарси, где $k = d^2\varrho g/32\eta$.

Форма связи между факторами k, ϱ, g, η и d для потока в пористой среде может быть определена аналитическим путем. Замена этих соотношений в уравнении Дарси дает:

$$v = ki = \frac{C d^2 \varrho g}{\eta} i = k' \frac{\varrho g}{\eta} i, \qquad (I,6)$$

где d — линейный параметр, который можно рассматривать как характеристику среднего размера пор или частиц среды.

При прочих равных условиях размер пор пропорционален среднему размеру частиц. Произведение Cd^2, обозначенное символом k', зависит только от характера пористой среды и поэтому называется истинной проницаемостью (Американское общество почвоведения, 1952). Безразмерный коэффициент C зависит от порозности среды, от распределения частиц по их размерам, от формы и ориентировки частиц. Отсюда следует, что истинная проницаемость выражается в единицах площади $[L^2]$.

§ 3. Зависимость течения от размера и формы пор

Частицы воды, движущиеся в пористой среде, проходят пути, соответствующие форме пор и расположению частиц. Несмотря на всю сложность микроскопического потока, эффективный расход или макроскопический поток может быть описан в параметрах закона Дарси, который устанавливает, что скорость макроскопического или эффективного потока пропорциональна движущей силе. Большая работа была проведена с целью прогнозирования свойств потока в пористой среде путем определения формы, размера и природы твердых частиц или путей потока. Хотя результаты разработок в этом направлении в конечном итоге зависят от эмпирически установленных констант, полученные уравнения

являются средством косвенной оценки свойств потока в пористой среде. Эти уравнения наиболее применимы для характеристики свойств потока через раздельнозернистые материалы, какими, например, являются пески.

Исторический обзор уравнений, которые включают порозность пористой среды, сделал Далла Валле (1948)[1]. Из многих уравнений, которые были рассмотрены в этом обзоре, наиболее значительными являются уравнения Слихтера и Козени—Кармана.

Слихтер (1899) дал расчет потока для идеализированной однородной среды, состоящей из шаров одинакового размера, которые можно располагать так, чтобы получить различную порозность. Он суммировал течение по эквивалентным извилистым капиллярам треугольного сечения и получил следующее выражение:

$$k = \frac{\varrho g d^2}{96 \eta k_s}, \qquad (I,7)$$

где k_s — безразмерная функция порозности.

Однако истинная геометрия потока значительно отличается от геометрии, принятой Слихтером. Вместо потока в каналах, ограниченных твердыми стенками и непосредственно соединенных между собой, имеет место обтекание большого числа твердых частиц, погруженных в жидкость. Хотя по общему признанию уравнение Слихтера является в какой-то мере гипотетическим, однако оно послужило основой для более поздних уравнений, где использовались соотношения порозности.

Основная форма уравнения Козени—Кармана для рыхлой пористой среды была первоначально получена Козени (1927) и независимо от него Файером и Хэтчем (1933). Позднее она была пересмотрена и улучшена Карманом (1937), написавшим ее в следующем виде:

$$v = \frac{\varrho g}{k' \eta S_v^2} \cdot \frac{n^3}{(1-n)^2} i, \qquad (I,8)$$

где k' — константа Козени или Козени—Кармана (эта величина для рыхлых материалов определена эмпирически, она равна 5);

n — порозность;

S_v — площадь поверхности, приходящаяся на единицу объема.

Это уравнение широко использовалось для определения площади поверхности пористых материалов, однако оно может

[1] Наиболее полные исследования и обзор имеющихся предложений можно найти в работах: Л. С. Лейбензон, Движение природных жидкостей и газов в пористой среде, Гостехиздат, 1947; А. Э. Шейдеггер, Физика течения жидкостей через пористые среды, Гостоптехиздат, 1960.— *Прим. ред.*

служить и для косвенного определения проницаемости материалов, для которых величины n и S_v могут быть найдены независимо друг от друга.

§ 4. Единицы измерения водопроницаемости и терминология

Коэффициент пропорциональности k в уравнении Дарси $v = ki$ обычно используется почвоведами и инженерами в качестве практической единицы для выражения проницаемости почвы по отношению к воде. В этом уравнении коэффициент k зависит от природы пористой среды и физических свойств жидкости. Объединение термина проницаемость и коэффициента k из уравнения Дарси неудачно, потому что такие ранние исследователи, как Дарси (1856) и Слихтер (1899), вероятно, рассматривали проницаемость только как свойство среды. Коэффициент Дарси k часто называют также постоянной переноса, коэффициентом переноса и проводимостью.

В докладе Комиссии по проницаемости при Американском геофизическом союзе (Джекоб, 1946) многие авторитетные ученые склонны считать проницаемость свойством только пористой среды, не зависящим от свойств жидкости. Маскет (1946, стр. 74) и Киркхем (1946) также поддерживают эту точку зрения.

Американское общество почвоведения (1952) пересмотрело терминологию по вопросу проницаемости и впитывания и представило рекомендации, которые внесли бóльшую ясность в порядок употребления терминов. Этот пересмотр терминологии применительно к почвам является значительным достижением в направлении унификации терминов, используемых в различных областях науки. Рекомендации этой комиссии следующие.

1. Гидравлическая проводимость (hydraulic conductivity) является физической характеристикой, которая может быть измерена и выражена в уравнении Дарси коэффициентом k, то есть коэффициентом пропорциональности в уравнении $v = ki$.
2. Если автор предпочитает употреблять термин проницаемость в связи с коэффициентом Дарси k, это следует оговаривать по крайней мере один раз в каждой статье или докладе, т. е. указывать, что под этим термином подразумевается гидравлическая проводимость.
3. Термином проницаемость (permeability) следует обозначать параметр k' в уравнении (I,6), а где это необхо-

димо, во избежание неясности употреблять сложный термин истинная проницаемость (intrinsic permeability).

4. Для выражения истинной проницаемости следует употреблять систему единиц сантиметр-грамм-секунда. Полученная таким путем величина истинной проницаемости будет выражаться в квадратных сантиметрах.
5. В качестве практической единицы для выражения проницаемости почв следует употреблять квадратные микроны ($1\mu = 10^{-4}$ см, $1\mu^2 = 10^{-8}$ см^2).
6. Связь гидравлической проводимости, определенной для воды, и истинной проницаемости может быть проиллюстрирована следующим образом. Рассмотрим почву, у которой $k = 10$ см в час $= 10/3600$ см·сек$^{-1}$ при температуре воды, равной 20° С, когда $\eta = 0{,}01$ пуаза.

Имеем

$$v = ki = k' \frac{\varrho g i}{\eta},$$

откуда

$$k' = \frac{\eta}{\varrho g} k = \frac{0{,}01 \times 10}{1 \times 980 \times 3600} = 2{,}8 \times 10^{-8} \text{ см} = 2{,}8\ \mu^2.$$

Ниже приводятся некоторые величины k', выраженные в различных единицах, и соответствующие величины k для воды при 20° С[1]:

Истинная проницаемость k'	Гидравлическая проводимость k
$2{,}8 \times 10^{-8}$ см^2	10 см·час$^{-1}$
$2{,}8\ \mu^2$	10 см·час$^{-1}$
$1\ \mu^2$	3,5 см·час$^{-1}$
$0{,}28\ \mu^2$	1 см·час$^{-1}$

Поскольку уравнение Дарси представляет собой точную аналогию уравнений, описывающих перенос электрического тока и тепла по непрерывному проводнику, гидравлической проводимостью можно назвать коэффициент пропорциональности в уравнении Дарси, подобно тому как понятия электропроводность и теплопроводность употребляются в уравнениях электрического и теплового потока. Как

[1] В СССР в гидрогеологической, гидротехнической, инженерно-мелиоративной и почвоведческой литературе принято «гидравлическую проводимость» называть «коэффициентом фильтрации» и выражать в метрах в сутки (более употребительно) или в см/сек (реже). При 20° для воды величина $k = 1$ м/сутки соответствует величине $k' \approx 1{,}2\ \mu^2$; при $k = 1$ см/сек — величине $k' \approx 1000\ \mu^2$. — *Прим. ред.*

показано выше в пункте 3, термин п р о н и ц а е м о с т ь относится к пористой среде. Комиссией было рекомендовано термин п р о н и ц а е м о с т ь употреблять как в качественном, так и количественном значениях. В соответствии со словарем термин п р о н и ц а е м о с т ь употребляют в качественном значении для обозначения быстроты, с которой среда проводит жидкость. При употреблении термина п р о н и ц а е м о с т ь (permiability) или, более точно, и с т и н н а я п р о н и ц а е м о с т ь в количественном значении мы характеризуем то же состояние или качество среды, но при условии, что это состояние определено в соответствии со стандартом. Поэтому истинная проницаемость, определяемая по уравнению (I,6), имеет размерность площади $[L^2]$. Она зависит от размера, формы и расположения пор в пористой среде и не зависит от свойств жидкости, используемой при ее определении. Коэффициент пропорциональности в уравнениях (I,1) и (I,2) имеет размерность скорости $\left[\frac{L}{T}\right]$.

2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ

Определение проницаемости почв и водоносных пластов производят на месте в поле, а также на образцах, доставленных в лабораторию. Эти измерения могут быть сделаны или непосредственно путем пропускания жидкости через пористую среду, или косвенным путем, т. е. путем определения других свойств среды, от которых зависит ее проницаемость.

§ 1. Непосредственные измерения

Для прямого (непосредственного) измерения проницаемости используются уравнения (I,2) и (I,6), которые в обобщенной форме выражают закон Дарси для потока жидкости. Из этих уравнений следует, что для определения проницаемости среды нужно знать закон распределения гидравлического напора, граничные условия и скорость макроскопического потока. После того как найдено выражение для распределения напора, которое удовлетворяет граничным условиям и представляет собой решение уравнения Лапласа, для определения проницаемости необходимо еще измерить скорость макроскопического потока (или плотность потока). В лаборатории для удобства проведения опыта создаются простейшие граничные условия. Уравнение (I,1) является выражением закона Дарси при определенных граничных условиях. Обыч-

но прямолинейный поток формируется в образце пористой среды, помещаемом в резервуар простой геометрической формы с непроницаемыми стенками, например в цилиндр или параллелепипед. Осуществляется также регулирование гидравлического напора в местах входа и выхода потока. Скорость Q/A макроскопического потока измеряется в местах входа или выхода потока из образца.

В полевых условиях вопрос решается путем изменения условий потока и граничных условий. Регулировать граничные условия можно путем выбора метода измерения, поскольку различным методам свойственны определенные граничные условия. Для каждого данного метода условия потока предопределяются установлением подачи или расхода внутри системы почва — вода. Разработаны решения для установившегося и неустановившегося потока.

Для определения проницаемости необходимо знать граничные условия и плотность потока, измеренную где-нибудь в системе потока.

§ 2. Косвенные измерения

Водопроницаемость может быть оценена косвенно путем определения одного или нескольких свойств данной пористой среды, которые имеют отношение к проницаемости. Порозность, размер частиц, распределение размеров пор и частиц — вот основные свойства, которые обычно используются для косвенного определения проницаемости. Уравнение Козени—Кармана (1,8) включает порозность и площадь поверхности. Площадь поверхности, в свою очередь, определяется размером частиц и распределением частиц по их размерам. Для раздельнозернистого инертного пористого материала разработаны статистические методы оценки площади поверхности по размерам частиц и по распределению размеров частиц. В этих методах используются эмпирически определенные константы, характеризующие форму частиц (Далла Валле, 1948).

Эти уравнения применяют при оценке проводящих свойств водоносных слоев. Однако необходимо помнить, что эти уравнения являются эмпирическими и поэтому применимы только для тех грунтов, для которых определены эмпирические константы. Большинством исследователей установлено, что проницаемость находится в зависимости от распределения размеров пор (Бавер, 1939; Бендиксен и Слейтер, 1947; Люц и Лимер, 1940; Нельсон и Бавер, 1941).

Чайлдс и Коллис-Джордж (1950b) предложили метод вычисления проницаемости пористой среды для воды и воздуха при

любом содержании жидкости. Этот метод основан на использовании кривых влажности, которые характеризуют распределение размеров пор. Их метод, однако, требует непосредственного определения проницаемости при полном насыщении, чтобы можно было вычислить проницаемость при других уровнях насыщения.

Гранулометрический состав почвы был использован в качестве критерия при проектировании дренажа в долине Империал (штат Калифорния). Аронович (1947) установил соотношение между содержанием пыли и ила в грунтах и гидравлической проводимостью. Аронович и Доннан (1946) описали метод оценки водопроводящих свойств данного профиля почв. Этот метод основан на определении гранулометрического состава в полевых условиях и служит для определения расстояния между гончарными дренами.

Достоинством этого метода является его простота. Требуется минимальное количество измерений. При этом применяется обычная аппаратура для определения гранулометрического состава почвы. Однако этот метод не лучше метода, в основе которого лежит использование соотношения между гранулометрическим составом и почвенной проницаемостью. При этом большое значение имеет также квалификация работников, определяющих гранулометрический состав почв. Такой метод мог бы найти применение в таких районах, как, например, некоторые из аллювиальных долин Запада США, где гранулометрический состав почвы в бóльшей мере обусловливает почвенную проницаемость, чем структура почв. Однако состав обменных катионов почвы или качество воды может совершенно нарушить соотношение, которое в других условиях обычно существует между гранулометрическим составом и проницаемостью. Необходимо проводить анализ имеющихся данных с целью установить, имеется ли соответствие между гранулометрическим составом и проницаемостью почвы. Нужно научить полевых работников распознавать различные классы гранулометрического состава.

Благодаря многолетним экспериментам, сопровождающимся анализом размеров почвенных частиц, гранулометрический состав почвы в настоящее время может быть весьма точно определен на основании полученных в поле почвенных характеристик. Опытный почвовед на ощупь может довольно точно выделить классы почв, которые отличаются одна от другой процентным составом песка, пыли и ила.

О'Нил (1949) на основе гранулометрического состава, структуры и других характеристик почв разработал технику оценки проницаемости грунтов. Он выяснил, что непрактично определять проницаемость пахотного горизонта, потому что на водопроводимость этого слоя почвы огромное влияние оказывают агротехнические мероприятия и выращиваемые культуры. В отно-

шении подпахотных слоев Уланд и О'Нил (1951) для классификации почв по их проницаемости предложили использовать следующие характеристики, которые могут быть установлены в поле.

1. Тип структуры.
2. Устойчивость структурных агрегатов.
3. Относительная длина горизонтальной и вертикальной осей структурных агрегатов.
4. Степень перекрытия структурных агрегатов друг другом.
5. Текстура (строение).
6. Относительная легкость и направление естественного излома.
7. Размер и количество различных пор.
8. Трещины и каналы, видимые через ручную лупу.
9. Характер глинистых минералов.
10. Плотность почвы.
11. Размер и форма частиц песка.
12. Включения.
13. Органическое вещество.
14. Растворимые соли.

Если употребляется эта техника обследования, то свойства или характеристики, которые могут быть определены в поле, будут соответствовать проницаемости и процентному составу крупных пор. Процентный состав крупных пор определяется количеством воды, стекающей из насыщенной почвы при небольшом произвольном разрежении.

3. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ПРОНИЦАЕМОСТЬ

Существует много факторов, которые влияют на проницаемость. Среди них — взаимодействие между пористой средой и жидкостью, а также одновременное заполнение пор несколькими жидкостями, из которых, может быть, две являются наиболее важными. Другими важными факторами являются микроорганизмы, качество воды, обменные катионы, трещины, ходы, проделанные корнями и червями, и т. д. Эти и другие факторы влияют на движение воды в почве и затрудняют определение проницаемости как в лабораторных, так и в полевых условиях.

§ 1. Взаимодействие жидкости с пористой средой

Пористая среда может быть устойчивой и неустойчивой в зависимости от того, изменяются или нет размеры или расположение пор в результате прохождения жидкости через пористую среду.

Термины консолидированный и неконсолидированный употребляются в нефтяной промышленности (Маскет, 1946, стр. 79, 85), чтобы описать эти два вида пористых материалов[1]. Все почвы и большинство водоносных слоев, с которыми приходится встречаться при дренировании сельскохозяйственных земель, можно считать неконсолидированными или неустойчивыми. Хотя консолидированные или устойчивые материалы не рассматриваются непосредственно при решении задач сельскохозяйственного дренажа, все же полезно рассмотреть факторы, которые влияют на проницаемость как устойчивых, так и неустойчивых материалов.

Известно, что между водой и почвой имеется взаимодействие и что, следовательно, проницаемость, или гидравлическая проводимость, почвы непостоянна. Почва, через которую просачивается вода, представляет собой динамическую систему с точки зрения ее структурного или физического состояния. Существует взаимодействие между водой и почвой, зависящее главным образом от минералогического состава почвенных частиц. Почвы, которые содержат глину монтмориллонитового типа, претерпевают значительно большие изменения при увлажнении и высушивании, чем почвы, содержащие глину другого минералогического типа. Это обусловлено главным образом поглощением воды внутрь пространственной решетки монтмориллонитовых глинистых частиц. Степень этого физического изменения зависит от концентрации ионов, состава воды и от состояния обменных катионов в поглощающем комплексе почвы.

Механическая обработка почвы перед определением ее водопроницаемости также влияет на эти изменения.

Проницаемость почв зависит от качества воды, впитывающейся в почву, и концентрации электролитов. Многие исследователи наблюдали уменьшение проницаемости почв спустя некоторое время после начала подачи воды (Бодман, 1938; Файерман и Бодман, 1940; Файерман, 1944; Христиансен, 1947; Рив, 1953а).

Бодман (1938) указывал, что значительное уменьшение водопроницаемости всех почв при их насыщении объясняется, по-видимому, быстрым удалением электролитов и последующим постепенным перераспределением илистых частиц, вследствие чего размер проводящих пор уменьшается более или менее непрерывно. Позднее Бодман и Харрадайн (1939) количественно оценили миграцию илистых частиц внутри почвенных колонок и показали, что проницаемость понижается вследствие уменьшения размеров пор

[1] В СССР приняты соответствующие термины «недеформируемая» и «деформируемая» пористые среды.— *Прим. ред.*

в результате миграции ила. Они заключили далее, что снижение проницаемости колонок с течением времени может обусловливаться дисперсией частиц без их миграции. Файерман (1944) рассмотрел факторы, которые влияют на проницаемость почвы.

На рисунке 176 показано, как влияет состав воды и концентрация солей на проницаемость почвы. Почвы, которые содержат высокое количество обменного натрия, особенно подвержены набуханию при увлажнении водой с низкой концентрацией солей. Файерман показал, что в том случае, когда через почвенную колонку просачивается вода с высоким содержанием натрия, кальций в поглощающем комплексе замещается натрием. Он установил, что некоторые почвы при промывании водой, богатой натрием, сохраняют умеренную проницаемость до тех пор, пока содержание солей остается достаточно высоким, потому что в присутствии солей почва стремится сохранить коагулированное состояние. Если вода, содержащая большое количество натрия, заменяется водой со значительно меньшей концентрацией солей, почва будет медленно становиться липкой и относительно непроницаемой, независимо от химического состава последующих порций воды.

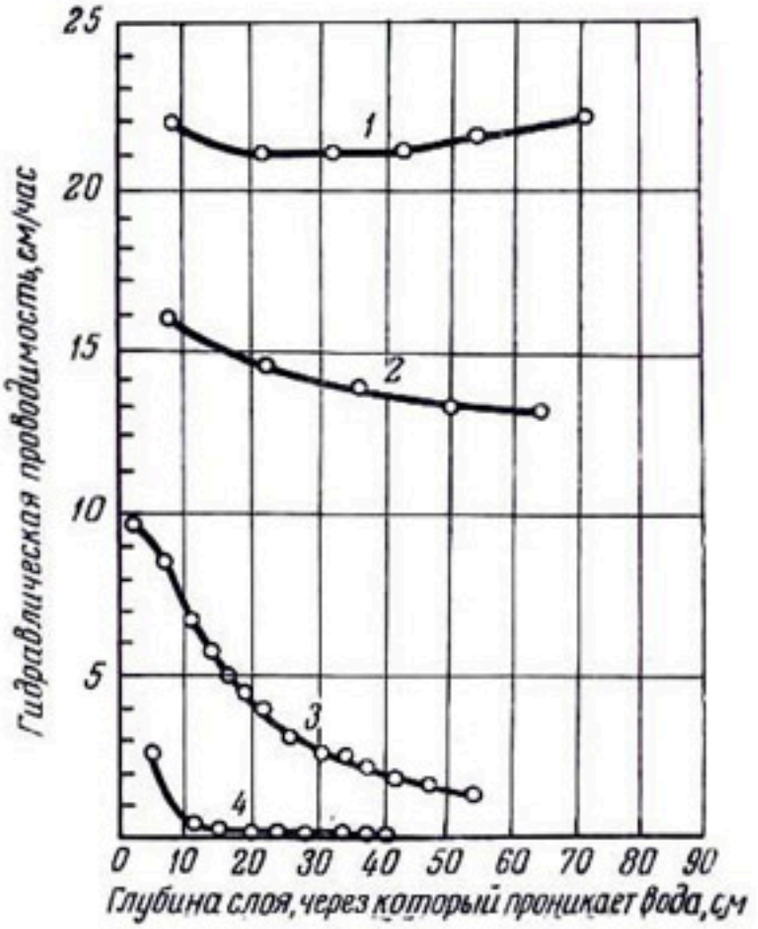


Рис. 176. Влияние состава воды на проницаемость супесчаных почв. По Файерману (1944):
1 — хлористый кальций (800 частей на миллион); *2* — смесь солей (280 частей на миллион) в водопроводной воде; *3* — хлористый натрий (4500 частей на миллион); *4* — дистиллированная вода.

Используя изменения проницаемости почвы, которые являются результатом увлажнения, Рив (1953а) предложил метод оценки устойчивости почвенной структуры, основанный на определении воздухопроницаемости и водопроницаемости. При этом методе сначала измеряется проницаемость с помощью воздуха, который не изменяет почву, а затем проницаемость того же образца с помощью дистиллированной воды. Таким образом выявляется максимальное изменение проницаемости, обусловленное набуханием

и механическим перераспределением частиц. При этом методе может быть использована вода любого состава — ведь иногда желательно установить изменения в структуре почвы, обусловленные оросительной водой определенного качества. Изменение проницаемости выражается отношением воздухопроницаемости к водопроницаемости k'_a/k'_w. У почвенных монолитов с высоким содержанием обменного натрия это отношение доходило до 10 000. Значения до 50 000 были обнаружены у образцов искусственно уплотненных натриевых почв.

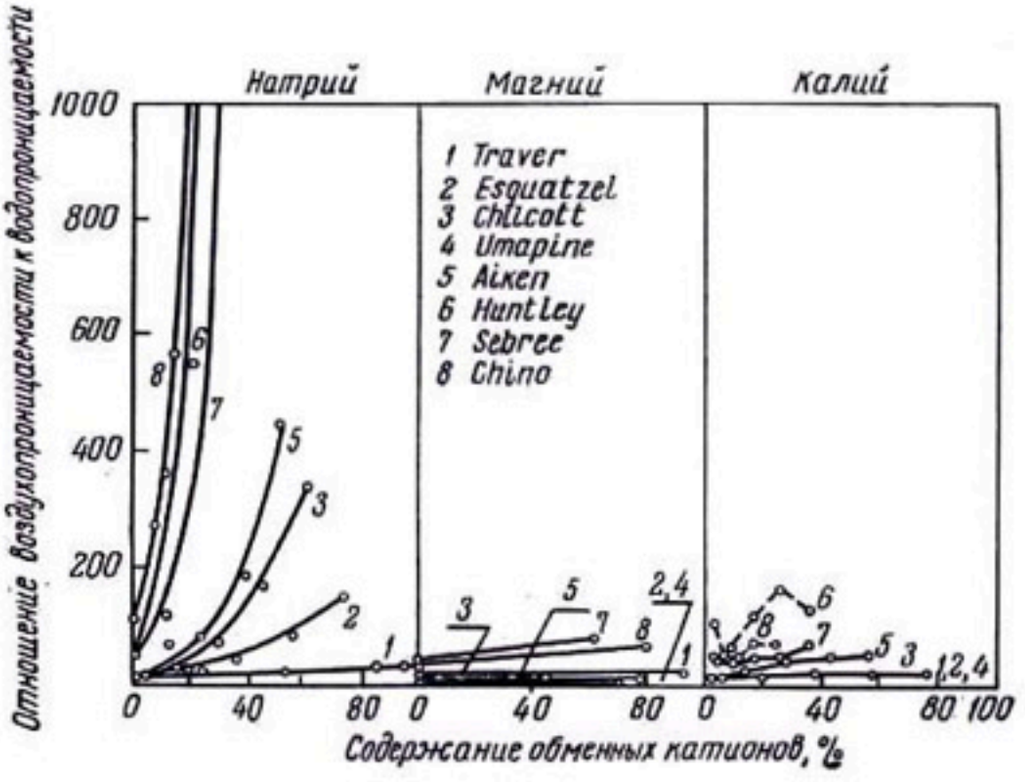


Рис. 177. Влияние обменного натрия, магния и калия на разрушение почвенной структуры, выраженное отношением воздухопроницаемости к водопроницаемости. По Бруксу и др. (1956).

Действие различных обменных катионов на изменение проницаемости при увлажнении почв исследовали Рив и др. (1954) и Брукс и др. (1956). Они показали, что обменный натрий в наибольшей мере вызывает диспергацию, набухание и разрушение структуры почв.

На рисунке 177 показано влияние обменных катионов натрия, магния и калия на разрушение структуры почвы. Это влияние выражено отношением воздухопроницаемости к водопроницаемости. Показано, что отношение воздухопроницаемости к водопроницаемости изменяется по экспоненциальному закону в зависимости от содержания обменного натрия. Было показано, что

способность структуры к разрушению и пределы, до которых увеличивается отношение воздухопроницаемости к водопроницаемости почвы, зависят от емкости обменных катионов (или от удельной поверхности). Обменный магний и калий сравнительно мало влияют на разрушение структуры почвы.

Квирк и Скофилд (1955) для почв с различным содержанием натрия представили количественные данные, показывающие, что проницаемость является функцией концентрации электролитов в воде. Они показали, что можно сохранить проницаемость почвы независимо от степени ее насыщения натрием, если применить достаточно сильные растворы электролитов. Для обозначения концентрации, которая вызывает уменьшение проницаемости на 10—15%, применяется термин «порог». Величины порога концентрации для некарбонатных почв с емкостью обмена до 10,1 м.-экв. на 100 г при различном содержании натрия даны в таблице 32. Даны также концентрации мутности. Концентрация мутности представляет собой концентрацию ирригационной воды, при которой фильтрат является мутным.

Таблица 32

Концентрация электролитов, необходимая для сохранения проницаемости при различных степенях насыщения натрием (Квирк и Скофилд, 1955)

Процентное содержание обменного натрия	Порог концентрации, м.-экв./литр	Концентрация мутности м.-экв./литр
0	0,6	0,2
5,8	2,3	0,5
8,9	4,1	1,0
21	9,5	2,4
35	18,6	4,9
100	250	25

Другими словами, при концентрациях ниже концентрации мутности миграция ила происходит в таких размерах, что илистые частицы вымываются из почвы. Эти авторы установили также зависимость между процентным содержанием натрия и концентрацией электролитов, при которой проницаемость постоянная или уменьшается. Эта зависимость показана на рисунке 178. Они предлагают изменять состав ирригационной воды в целях поддержания постоянных условий проницаемости. Добавление кальциевых солей в ирригационную воду (в дополнение к коагулирующему действию высокой концентрации), как правило, является

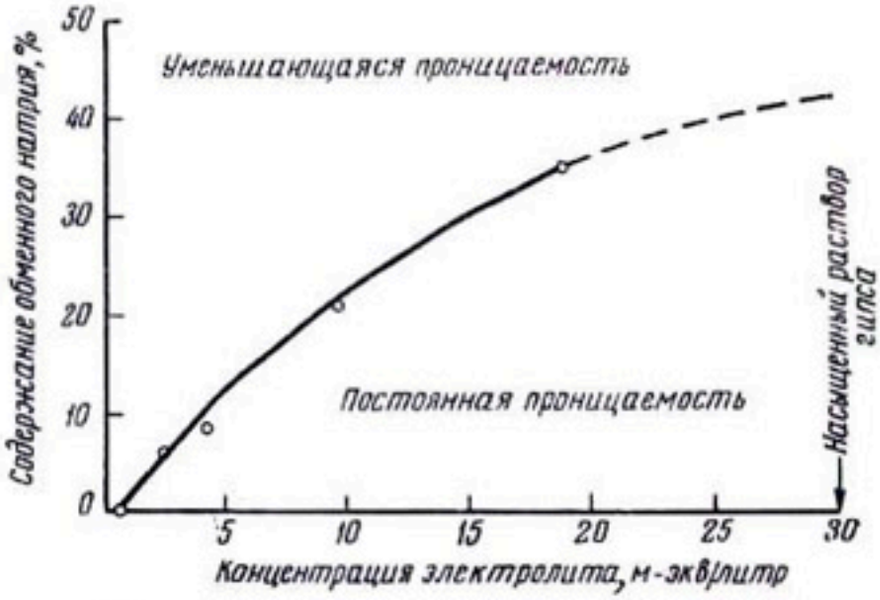


Рис. 178. Концентрация электролитов в ирригационной воде, требующаяся для сохранения постоянной почвенной проницаемости при различной степени насыщения обменным натрием. По Квирку и Скофилду (1955).

полезным для замещения обменного натрия и, следовательно, для улучшения физических свойств почвы. Напротив, добавление натриевых солей привело бы к плохим последствиям.

§ 2. Закупоривание пор

Закупоривание пор является весьма важным при определении проницаемости или гидравлической проводимости. Это случается, когда при испытании применяется жидкость и поры закупориваются поглощенным газом или когда при испытании применяется газ, а поры закупориваются жидкостью, содержащейся внутри пористой среды. Защемление воздуха внутри пористой среды водой в процессе увлажнения является примером первого случая, а определение воздухопроницаемости в пористом материале, содержащем воду, является примером второго случая. Воздух может быть «защемлен» во время процесса увлажнения или может выделяться из воды в пористую среду, когда вода просачивается через образец. Процессы защемления и накопления воздуха, а также динамическое равновесие двухфазной жидкой системы описаны Уайкоффом и Ботсетом (1936). Выделение газа из жидкости приводит к накоплению и защемлению газа в порах среды и, следовательно, к понижению водопроницаемости. Этот процесс продолжается до тех пор, пока не будет достигнуто равновесие, при котором жидкость и газ занимают определенные доли порозного простран-

ства. После того как достигнуто это равновесие, проницаемость больше не уменьшается.

Проблема «зажатого воздуха» рассматривалась многими учеными (Слейтер и Байерс, 1931; Пауерс, 1934; Бавер, 1937; Фри и Полмер, 1941; Хортон, 1941, и др.). Они показали, что при увлажнении сверху почвенной колонки, закрытой снизу, зажатый воздух сжимается. Зажатие воздуха вызывает заметное понижение скорости впитывания по сравнению с аналогичными экспериментами, когда воздуху предоставляется возможность уходить из образца при поступлении воды в почву. Действие «зажатого воздуха» не то же самое, что защемленного воздуха, однако оба эти явления связаны между собой. Очевидно, что чем сильнее сжимается воздух, больше воздуха защемляется порами при увлажнении почвы.

Защемление воздуха при определении проницаемости или гидравлической проводимости изучалось многими учеными. Бертрам (1940) показал, что проницаемость значительно понижается из-за воздуха, который выделялся из просачивающейся воды и аккумулировался в порах песчаного или гравийного фильтра. Он указал на необходимость удаления воздуха из воды, которая употребляется при определении водопроницаемости, и рассмотрел соответствующие методы. Он пришел к заключению, что полное насыщение может быть обеспечено только путем предварительного удаления воздуха из образца и подачи в почву воды, из которой удален воздух. Эта процедура представляет собой одну из тех, которые обычно применяются для удаления защемленного воздуха. Однако, когда имеют дело с почвами и другими неконсолидированными или неустойчивыми материалами, требуется особая предосторожность, чтобы предотвратить разрушение образца при просачивании через него воды.

Изучение действия защемленного воздуха на проницаемость (Христиансен, 1944; Пиллсбери и Эплман, 1945) показало, что защемленный воздух может быть удален из пористого материала путем пропускания через образец воды, лишенной воздуха. Однако для этого требуется значительное время. Новый метод удаления воздуха из пористого материала предложен Христиансеном и др. (1946), которые впервые заменили воздух в пористой среде углекислым газом. Углекислый газ легко растворяется в воде, и после прохождения воды через образец получается среда, освобожденная от воздуха. Однако Рив (1953а) отметил, что быстрое растворение CO_2 просачивающейся водой усиливает разрушение структуры почвы. Результатом этого могут быть более низкие конечные значения проницаемости, чем в том случае, когда воздух получает возможность растворяться в просачивающейся воде. Это объясняется упругим действием защемленного воздуха.

который стабилизирует почвенные поры при его медленном удалении. Вначале думали, что при определении проницаемости в лаборатории воздух из образца может быть удален путем увлажнения почвы снизу. Однако Циммерман (1936), Христиансен (1944) и другие показали, что воздух защемляется в порах почвы независимо от того, увлажняется ли почва снизу или сверху.

Было установлено, что физическое разрушение почвенных агрегатов в результате увлажнения их на воздухе влияет на величину водопроницаемости. Иодер (1936) наблюдал взрывное действие защемленного воздуха при разрушении почвенных агрегатов во время увлажнения на воздухе. Смит и Браунинг (1946) объясняли низкие величины водопроницаемости, определяемой с помощью воды, закупориванием пор защемленным воздухом и разрушением агрегатов.

§ 3. Микроорганизмы

Исследования показали, что микроорганизмы оказывают влияние на структуру почвы и почвенную проницаемость, особенно в условиях продолжительного затопления.

Работы ранних исследователей (Ваксман и Мартин, 1939) показали, что микробы и продукты их разложения могут влиять

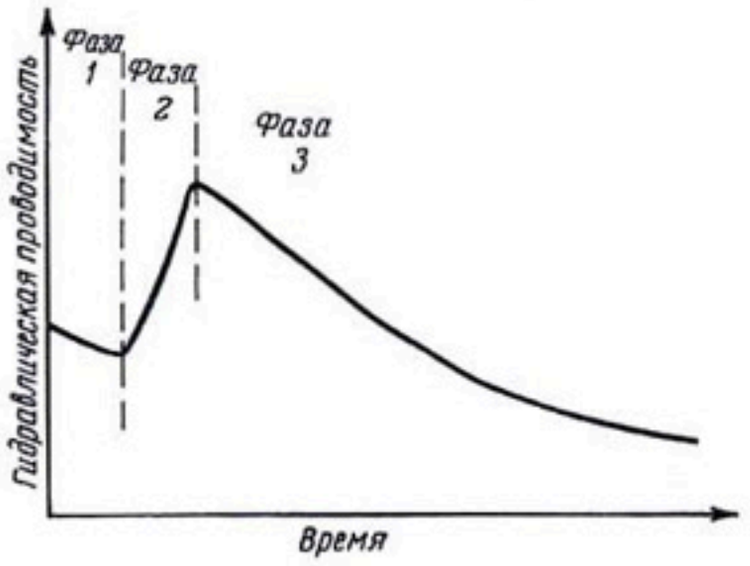


Рис. 179. Зависимость гидравлической проводимости почв от времени при их длительном затоплении. По Аллисону (1947).

на почвенную проницаемость, но Аллисон (1947) первым показал значение этого влияния. Его результаты показывают, что тела микробов в условиях длительного затопления и слизь, образую-

щаяся при разложении органического вещества, могут закупоривать поры почвы так, что проницаемость заметно снижается. На рисунке 179 показана кривая, иллюстрирующая изменение гидравлической проводимости во времени при продолжительном

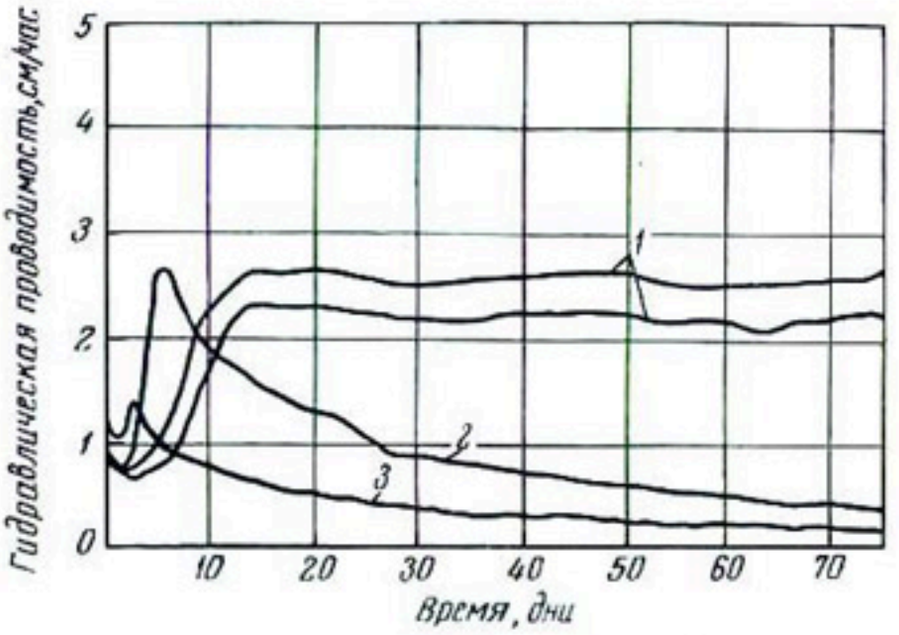


Рис. 180. Влияние микроорганизмов на гидравлическую проводимость суглинка при продолжительном затоплении. По Аллисону (1947):

1 — стерильная почва и вода; *2* — стерильная почва, повторно инокулированная; *3* — контрольный образец почвы.

затоплении почвы. Это изменение является результатом нескольких одновременно протекающих процессов, которые влияют на проницаемость почвы. Увлажнение почвы и вымывание из нее электролитов (фаза 1) уменьшают проницаемость, что обусловливается процессами диспергации и набухания почвенных частиц. Фаза 2 является результатом постепенного высвобождения защемленного воздуха при просачивании воды, что ведет к увеличению проницаемости. Действие микробиологической пробки, очевидно, имеет место на протяжении всего периода затопления, однако оно не проявляется до тех пор, пока уменьшение проницаемости, обусловленное микробиологической закупоркой, не превысит увеличение, обусловленное удалением защемленного воздуха. Результирующая кривая этих процессов иллюстрируется фазой 3, которая показывает постепенное и непрерывное уменьшение проницаемости вследствие действия микробиологической закупорки.

Рисунок 180 иллюстрирует результаты, которые были получены Аллисоном при использовании стерильной и нестерильной почвы, а также стерильной почвы, которая была инокулирована. Доказательства, представленные Аллисоном, убедительно

говорят о том, что при продолжительном затоплении постепенное уменьшение проницаемости в фазе 3 (см. рис. 179) обусловлено действием микроорганизмов.

§ 4. Трещины и ходы

В почвах встречаются трещины и ходы, проделанные червями и корнями растений. При определении гидравлической проводимости почв в поле необходимо принимать во внимание эти естественные полости. При определении проницаемости в лаборатории на образцах с нарушенным строением действие этих естественных полостей исключается. При лабораторном определении проницаемости почвенных монолитов, которые имеют трещины или ходы, встречаются затруднения. Движение воды по ходам или трещинам в изолированном монолите отличается от движения, наблюдаемого в поле. Было показано, что вода движется сквозь почвенные слои под действием всасывания или натяжения, хотя вода может при этом собираться слоем на поверхности почвы. Эти условия существуют в почвах, где проницаемость с глубиной увеличивается. В этих условиях ходы или трещины (которые не связаны с источником воды и находятся под атмосферным давлением) не будут заполнены водой и поэтому не будут оказывать заметного влияния на проводящие свойства данной почвы. При определении проницаемости грунтов Смит и Браушинг (1947) рекомендовали исключать монолиты, имеющие явные трещины и ходы, которые свободно пропускают воду.

§ 5. Неоднородность пористого материала

Одним из основных допущений в теории потока жидкостей через пористую среду и при определении ее проницаемости является допущение об однородности пористого материала. Часто принимается также, что среда является или изотропной, или анизотропной (в отношении проницаемости). Вследствие того, что осадочные породы редко бывают однородными или изотропными, задача измерения проницаемости почв усложняется. При уменьшении объема образца рассматриваемой почвы этот образец становится более однородным. Данные, полученные при испытании небольших образцов, позволяют получить значения проницаемости для однородных образцов, хотя почвы массива, откуда были взяты образцы, могут быть чрезвычайно разнородными. Если почва неоднородна, то определение проницаемости связано

со статистической проблемой взятия образцов. Число образцов, требующихся для оценки почвы, должно быть увеличено, если почва очень неоднородна или размер образцов мал. Рив и Киркхем (1951) показали, что при определении водопроницаемости с помощью а) небольшого монолита 5 см диаметром и 5 см длиной, б) пьезометра диаметром 2,5 см, установленного на глубину 10 см, в) трубки диаметром 20 см, в которую вода подается с поверхности, и г) шурфа диаметром 10 см и глубиной 75 см эффективные размеры образца находятся в отношении 1, 35, 270 и 1400 соответственно; последние три величины основываются на измерениях, в которых потеря гидравлического напора составляет 80%. Очевидно, что полевые методы определения гидравлической проводимости в больших образцах ненарушенной почвы имеют явные преимущества перед лабораторными. Методы откачки усредняют условия потока на значительной площади и охватывают относительно большие объемы водоносных материалов. Образцы можно взять из нижних водоносных слоев, а их водопроницаемость определить в лаборатории, однако трудность взятия образцов с глубиной увеличивается, а неоднородность грунтов всегда будет оказывать влияние на результаты такого метода определения проницаемости.

§ 6. Анизотропия почвы

В соответствии с природой самих процессов осаждения, которые имеют место при образовании многих почв и водоносных грунтов, последние являются анизотропными в отношении проницаемости. Фриденбург (1936) и др. показали, что почвы анизотропны. Например, проницаемость однородного песка или гравия в горизонтальном направлении будет значительно больше, чем в вертикальном. Подобным же образом горизонтальная проницаемость однородных почв может быть во много раз больше вертикальной. Эта разница в неоднородных почвах или песках может быть еще больше. Тонкие прослойки пыли или ила уменьшают макроскопическую проницаемость почвы или песка в вертикальном направлении, почти не изменяя средней проницаемости в горизонтальном направлении. Почвенная анизотропия может влиять на определение проницаемости, которое производится исходя из предположения, что почва изотропна. Рив и Киркхем (1951), сравнивая различные методы определения проницаемости в полевых и лабораторных условиях, показали, что разница в результатах объясняется главным образом анизотропией почвы. Далее было показано, что пьезометрический метод и метод

буровых скважин, при которых длина полости значительно больше ее диаметра, наиболее подходят для измерений горизонтальной проницаемости, в то время как метод трубок (tube method), при котором приток воды осуществляется главным образом от горизонтальной поверхности почвы, наиболее пригоден для измерения вертикальной проницаемости[1]. Проницаемость в любом направлении может измеряться с помощью монолитов и зависит от того, в каком направлении они взяты и как установлены для пропускания через них воды. Теория потока в анизотропной почве и методы измерения проницаемости анизотропных почв рассматриваются в другом месте настоящей монографии.

4. ИЗМЕРЕНИЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Определение гидравлической проводимости в лабораторных условиях осуществляется относительно легко, однако для получения надежных результатов необходим ряд предосторожностей. Проведение измерений зависит от типа образца или условий, в которых находится образец во время измерения. Образец может быть монолитом или состоять из отдельных частиц, подобно песку, может быть разрушен или измельчен и снова составлен тем или иным способом. Определение проницаемости может также зависеть от характера жидкости, используемой для проведения опыта.

При определении проницаемости для целей дренажа в качестве просачивающейся жидкости обычно используется вода. Часто вместо воды применяется воздух или различные жидкости. Учитывая цели настоящей статьи, мы здесь рассмотрим технику определения проницаемости только с помощью воды.

Имеется литература, где рассматриваются методы определения проницаемости с помощью других жидкостей. Методы измерения проницаемости с помощью воздуха описаны Маскетом (1946, стр. 85—93). Значительный интерес представляют методы определения проницаемости, рекомендованные Американским нефтяным институтом (1942). Метод определения проницаемости с помощью воздуха, разработанный Киркхемом (1947), особенно применим к почвам. Техника производства измерений проницаемости изолированных образцов описана в Справочнике Министерства сельского хозяйства США № 60 (1954).

---

[1] Для скважин-пьезометров, работающих только дном (см. об этом ниже).— *Прим. ред.*

Рассмотренные в главе 3 факторы, которые влияют на определения проницаемости, также должны приниматься во внимание. Необходимо обеспечить полное насыщение образца и исключить действие защемленного воздуха, что может быть осуществлено путем удаления воздуха, как это описано Смитом и Браунингом (1946), или путем замещения почвенного воздуха углекислым газом, как описано Христиансеном и др. (1946). Удаление воздуха из воды, которая применяется для опыта, является также необходимой мерой (Пиллсбери и Эпльман, 1945; Бертрам, 1940). В дополнение к указанным выше требованиям Смит и Браунинг (1947) высказались за исключение из рассмотрения образцов, которые имеют видимые глазом полости, например трещины и корневые ходы.

Просачивание по промежуткам между образцом и сосудом также является источником ошибки, особенно если применяется газ. Эти ошибки могут быть исключены путем надежной заделки этих промежутков. Однако при такой заделке должны быть приняты меры предосторожности, чтобы свести до минимума попадание цементирующих компонентов в опытный образец.

При проведении лабораторных испытаний следует использовать воду, которая применяется в полевых условиях, так как на проницаемость почвы заметное влияние оказывает качество воды.

§ 1. Монолиты[1]

Образец должен быть взят, перевезен и сохранен так, чтобы его естественная структура не была существенно нарушена. Размер, форму или природу монолита, глыбы или образца другого типа следует принимать в соответствии с особенностями почвы или материалов, которые подлежат испытанию. Чтобы получить образцы почвы с ненарушенной структурой, мы можем использовать тонкостенные цилиндры, которые вдавливаются в почву в поле. Для взятия ненарушенных образцов почвы сконструировано различное оборудование. Оборудование, сконструированное Уландом (1950) на основе образцов, разработанных ранее Иодером (1936), широко применяется для измерения проницаемости. Оборудование Уланда, которое сконструировано для цилиндрических монолитов диаметром 7,5 см, показано на рисунке 181.

[1] В СССР детально разработана методика и техника определения водопроницаемости с помощью монолитов. См. Астапов С. В., Мелиоративное почвоведение (практикум), Сельхозгиз, 1958.— *Прим. ред.*

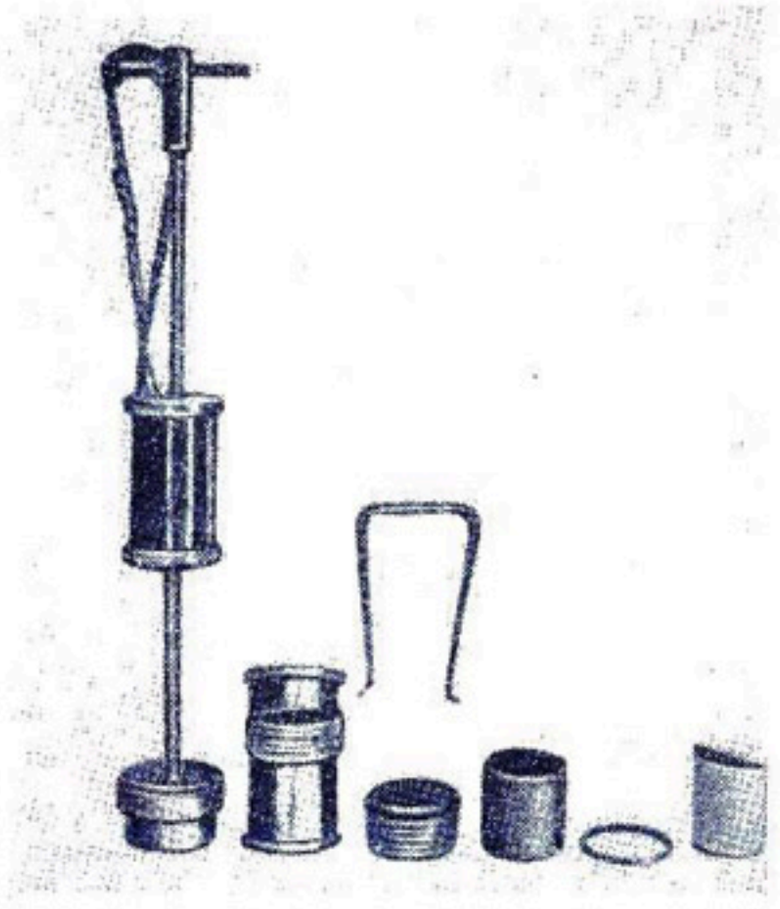


Рис. 181. Оборудование для взятия почвенного монолита. По Уланду (1950).

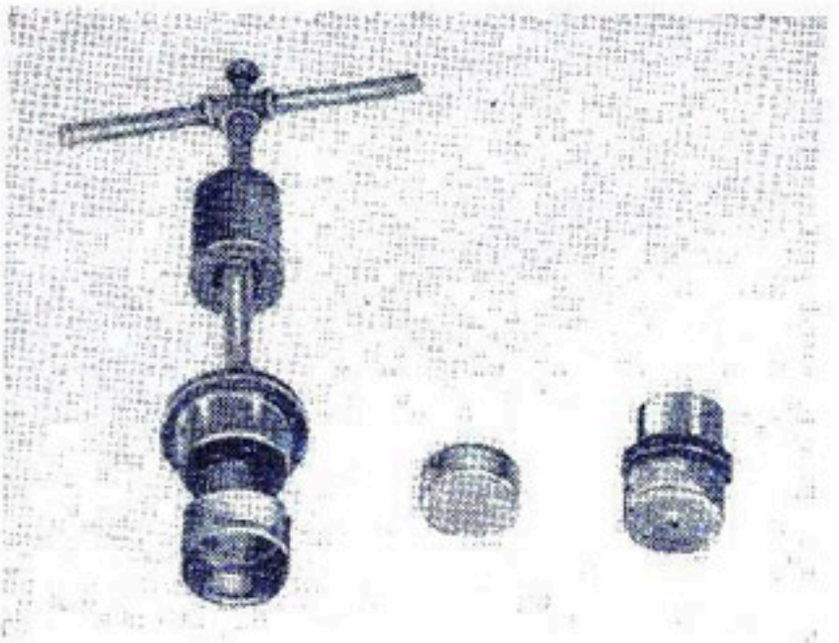


Рис. 182. Оборудование для взятия почвенного монолита. По Лютцу и др. (1947).

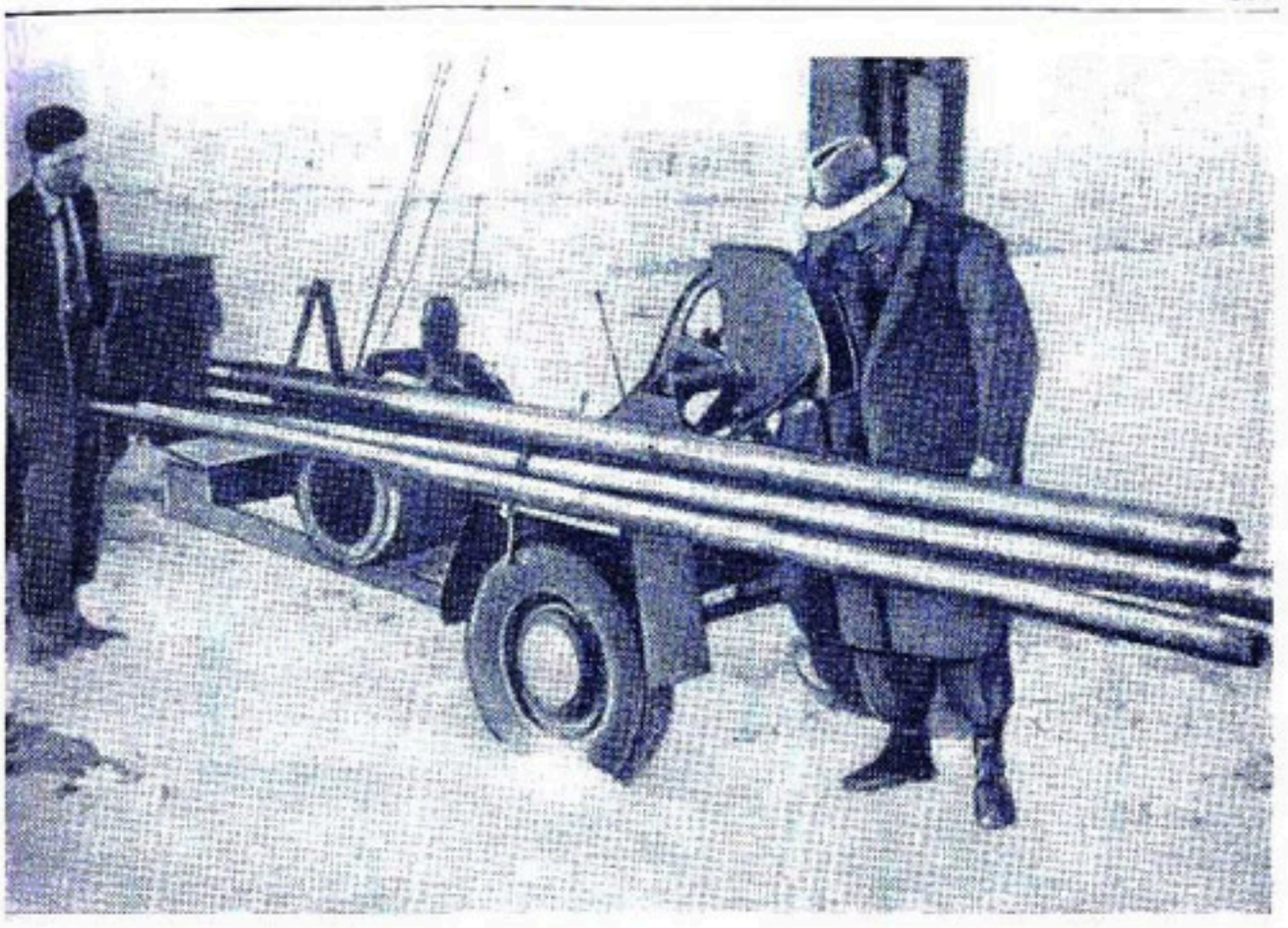


Рис. 183. Механизированный бур для взятия почвенных монолитов. По Келли (1948).

Оборудование для взятия образцов, описанное Лютцем и др. (1947) и модифицированное Бауером и Петерсеном (1950), успешно используется для определения проницаемости почвенных монолитов. Оборудование Лютца для взятия образцов показано на рисунке 182. По этому методу почвенные цилиндры служат для взятия, транспортирования и хранения образца во время определения проницаемости. В зависимости от размера цилиндра применяются образцы диаметром от 5 до 7,5 см.

Механический бур для взятия монолита диаметром 10 см на глубину 3 м был разработан Научно-исследовательским институтом штата Юта по типу более ранней модели Келли и др. (1948). Образцы берутся разборной трубой, которая легко открывается для исследования и удаления монолита (рис. 183). Монолит может быть перенесен в лабораторию для определения водопроницаемости. Разработана различная техника установки и монтирования монолита, но метод армированных пластмассовых покрытий является наиболее употребительным. Монолит сначала завертывают в марлю и затем опрыскивают или обмазывают пластическим материалом.

Для производства определения проницаемости в лабораторных условиях необходимо: 1) смонтировать и установить монолит;

2) пропускать жидкость через образец; 3) определить потерю гидравлического напора на определенной длине потока; 4) измерить скорость макроскопического потока Q/A (Q — объем воды, проходящей в единицу времени, A — площадь поперечного сечения). При лабораторном определении проницаемости для взятия меньших монолитов обычно используются металлические цилиндры.

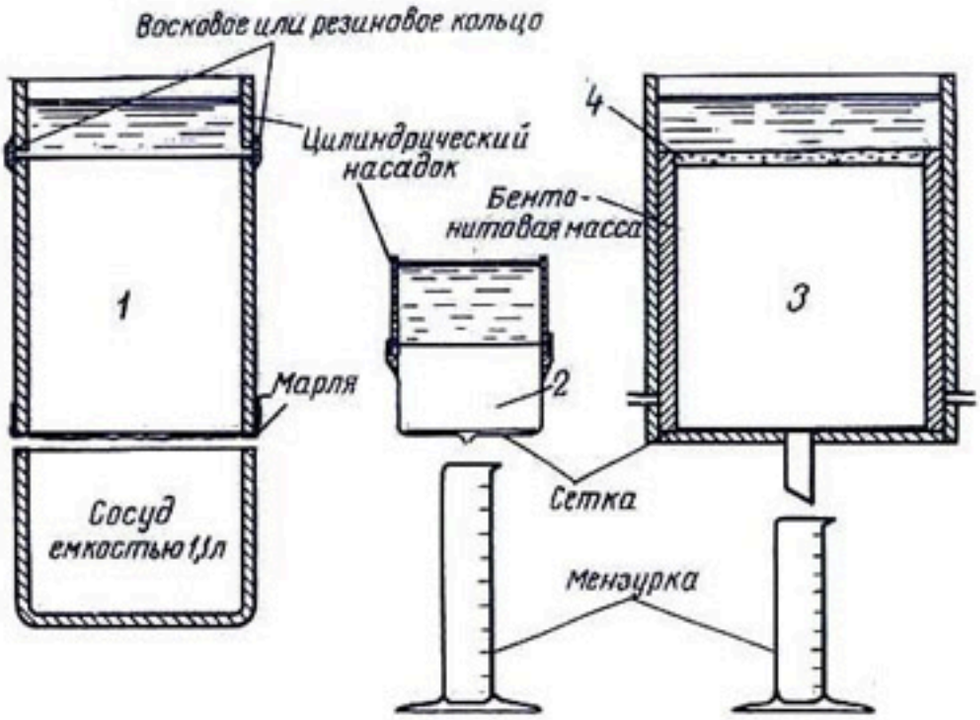


Рис. 184. Три метода монтирования и установки почвенных монолитов для определения пропицаемости в лабораторных условиях:

1 — монолиты диаметром 7,5 см (Уланд, 1950); *2* — монолиты диаметром 5 и 7,5 см (Лютц, 1947); *3* — монолиты диаметром 10 см (Келли, 1948); *4* — песок.

Когда монолит берется с помощью оборудования, разработанного Уландом или Лютцем, применяется металлическая насадка для «запечатывания» верхней части монолита. Эта насадка дает возможность сохранить напор воды в монолите. Насадку можно присоединять с помощью резинового кольца или запечатывать воском. Употребляются различные методы монтирования и создания напора воды в монолитах диаметром 10 см, полученных с помощью оборудования Келли. Иногда пластмассовое покрытие, армированное тканью, оставляют на образце и на верхней части монолита устанавливают насадку для поддержания напора воды.

Весьма удовлетворительной является такая техника монтирования крупного монолита: монолит помещается в пластмассовый цилиндр, диаметр которого больше диаметра монолита, и зали-

вается жидкой бентонитовой глиной. При этом жидкая глина накачивается насосом в кольцеобразное пространство между монолитом и пластмассовым цилиндром. Бентонитовая глина повторяет конфигурацию поверхности монолита и практически является непроницаемой для воды. Слой песка, который помещается сверху образца, снижает опасность смешивания бентонита с втекающей водой и обусловленного этим закупоривания почвенного монолита.

Разнообразная аппаратура для монтирования почвенных монолитов путем заполнения парафином кольцеобразного пространства между монолитом и цилиндром описана Смитом и др. (1944). Методы определения проницаемости почвенных монолитов иллюстрируются рисунком 184.

§ 2. Пески

Трудно получить ненарушенные образцы рыхлых песков. Чистый, свободный от ила песок, состоящий из частиц одного размера и одинаковой формы, может быть перемещан без большого риска изменения его проницаемости. Необходимо проследить за тем, чтобы образец при помещении его в прибор для определения проницаемости имел ту же порозность, что и в естественном состоянии. Однако, если имеется значительное разнообразие в размерах или форме частиц, то очень важно, чтобы естественное расположение частиц было воспроизведено и в лабораторных условиях.

Если в образце содержится ил, могут появиться дополнительные ошибки, особенно если материал будет высушен перед тем, как он будет помещен в прибор для определения проницаемости. Трудность получения однородной смеси частиц, размеры которых изменяются в широких пределах, может заметно повлиять на результаты измерений. Набухание ила при повторном увлажнении также может сильно изменить структуру и порозность, а следовательно, и проницаемость образца.

§ 3. Образцы с нарушенной структурой

Измерение проницаемости образцов с нарушенной структурой было применено как показатель проницаемости в естественных условиях (Файерман, 1944). Этот метод особенно пригоден при работе с образцами почв из засушливых районов, где структура

почвы имеет меньшее значение и где используется вода разного химического состава. Данный метод не будет давать абсолютных значений проницаемости, которые можно использовать в расчетах, но он дает относительные значения, которые соответствуют значениям проницаемости почвы в естественных условиях.

Техника определения проницаемости, которая была несколько улучшена по сравнению с техникой, разработанной первоначально Файерманом (1944), описана в Справочнике Министерства сельского хозяйства США № 60 (1954). Прибор для измерения проницаемости, разработанный Файерманом, показан на рисунке 185. Почва просеивается через сито с отверстиями диаметром 2 мм и после тщательного перемешивания засыпается в один прием в прибор для измерения проницаемости, чтобы предотвратить расслоение смеси по размерам частиц. Почва уплотняется стандартным приемом, который состоит в 20-кратном падении наполненного почвой прибора с высоты 2,5 см на деревянную подставку. Затем подается вода и производятся измерения потери напора и макроскопической скорости.

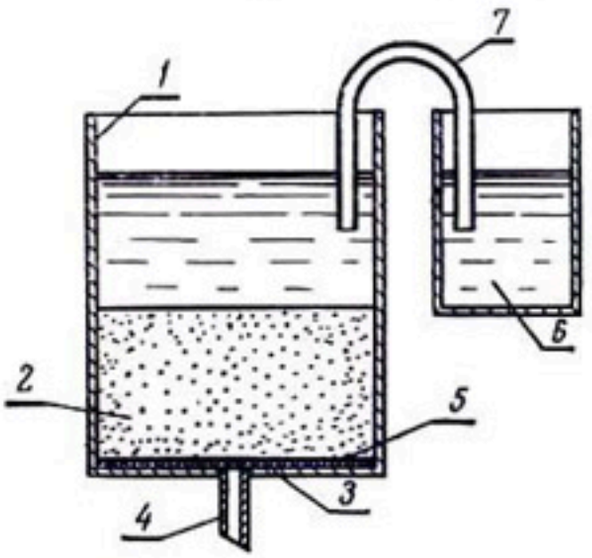


Рис. 185. Прибор для определения проницаемости образцов почв с нарушенной структурой. По Файерману (1944):

1 — цельнотянутая латунная труба диаметром 7,5 см и высотой 10 см; *2* — почвенный образец с нарушенной структурой; *3* — сетка; *4* — трубка диаметром 12,7 мм для стока воды; *5* — фильтровальная бумага; *6* — запас воды для создания постоянного напора; *7* — сифон.

Согласно теории, ни высота, ни диаметр образца не лимитируются, но было найдено, что для многих почв удовлетворительные результаты можно получить лишь в том случае, когда высота будет не меньше диаметра почвенной колонки. Это особено важно, если почва заметно набухает при увлажнении. Там, где диаметр невелик по сравнению с длиной почвенной колонки, набухание почвы приводит к закупорке каналов потока внутри почвы. Опыт показывает, что для образцов с нарушенной структурой диаметр должен составлять приблизительно 7,5 см при высоте образца 5 см.

Перевод М. В. Преображенской

5. ИЗМЕРЕНИЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

§ 1. Метод одиночной скважины в однородном грунте[1]

Из всех методов, разработанных для измерения водопроницаемости грунта в поле, простейшим оказывается устройство буровой скважины, проникающей глубже уровня грунтовых вод. После того как установлено, что уровень воды в скважине совпадает с уровнем грунтовых вод, производится откачка воды до нового, пониженного уровня, а затем измеряется скорость подъема воды в скважине. На основании этих измерений рассчитывается коэффициент фильтрации грунта. Измерения, пропзводимые в поле, довольно просты. Преимуществом этого метода является использование грунтовой воды для измерений. Скважина достаточно велика, и на результаты измерений не могут влиять каменистые включения и корневые ходы, находящиеся вблизи скважины. Кроме того, эти измерения широко характеризуют боковую (горизонтальную) фильтрацию, что очень важно с точки зрения решения вопросов дренажа.

Многие исследователи разработали различные формулы для определения коэффициента фильтрации грунта по скорости подъема воды в буровой скважине. Некоторые из этих формул основаны на точных (теоретических) решениях уравнения Лапласа, другие — на приближенных решениях. Как в том, так и в другом случае исходят из определенных физических условий, а ошибки, которые могут возникнуть в результате приближенных решений, компенсируются несоответствием реальной физической системы (насыщенный грунт) принятым условиям. Пригодность каждой формулы определяется в конечном счете той степенью точности, с которой она позволяет рассчитывать коэффициент фильтрации грунта.

Первые работы с буровыми скважинами были проведены Дизеренсом (1934), который вывел несколько формул, дающих приближенное значение коэффициента фильтрации. Хоугхаудт (1936) усовершенствовал первые формулы, а позднее Эрнст (1950), используя метод релаксаций, вывел эмпирическую формулу, которую он считал лучше формул, выведенных другими исследователями. Киркхем и ван Бейвел (1949) пересмотрели вопрос о притоке

[1] В СССР известен как «способ восстановления уровня». Разрабатывался Писарьковым Х. А. (1938), Эркиным Г. Д. (1940), Веригиным Н. Н. (1962) — лит. см. на стр. 326.— *Прим. ред.*

воды в буровую скважину с более строгой точки зрения и разработали новую технику полевых опытов.

Виссером (1954) были поставлены упрощенные полевые опыты (рис. 186). Бауманс (1953) описывает, каким образом может быть использовано оборудование Виссера в сочетании с соответствующими номограммами при определении расстояния между закрытыми дренами, а также описывает метод, который в настоящее время используется в Нидерландах при проектировании дренажных систем.

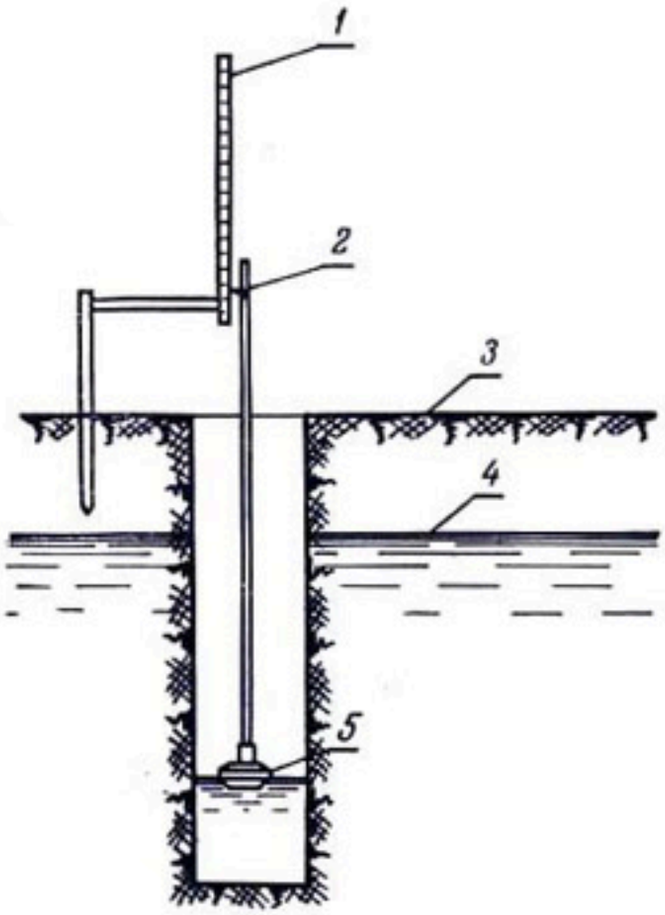


Рис. 186. Метод буровой скважины. На рисунке показано оборудование, которое было усовершенствовано Виссером и его помощниками для использования в Нидерландах:

1 — линейка; *2* — указатель; *3* — поверхность почвы; *4* — поверхность грунтовых вод; *5* — поплавок.

На основе нескольких тысяч замеров, сделанных в Австралии, Маасленд и Хаскью (1957) сделали вывод, что метод одиночной скважины является довольно точным. Различия в значениях коэффициента фильтрации, измеренного с помощью нескольких скважин, были обусловлены неоднородностью грунтов, а не погрешностями в формулах. Этот метод был использован Киркхемом и де Зеувом (1952) при проверке в полевых условиях теорий дренажа.

Были разработаны и другие полевые методы определения водопроницаемости грунта, отличающиеся от метода одиночной скважины. Киркхем (1946) разработал метод, основанный на притоке воды в полость, размещенную ниже окончания трубы (пьезометр)—см. рис. 195. Предложенный им метод разработали дальше Фриверт и Киркхем (1948), Лютин и Киркхем (1949) и Рив и Киркхем (1951).

Чайлдс (1952) предложил метод двух скважин, при котором вода перекачивается из одной скважины в другую, что и служит основой для определения водопроницаемости грунта. Уравнения, используемые при различных методах, выводятся в нижеследующих разделах книги. При этом дается краткое описание некоторых технических приемов, используемых в полевых условиях.

Следует отметить, что от наличия или отсутствия водоупорного слоя зависит выбор подходящей формулы. Кроме того, для измерений проницаемости слоистого грунта имеются специальные формулы и технические приемы[1].

1. Метод Хоугхаудта. Этот метод разработан для случая однородного грунта, не имеющего слоев и обладающего одинаковой водопроницаемостью. Скважина может достигать, а может

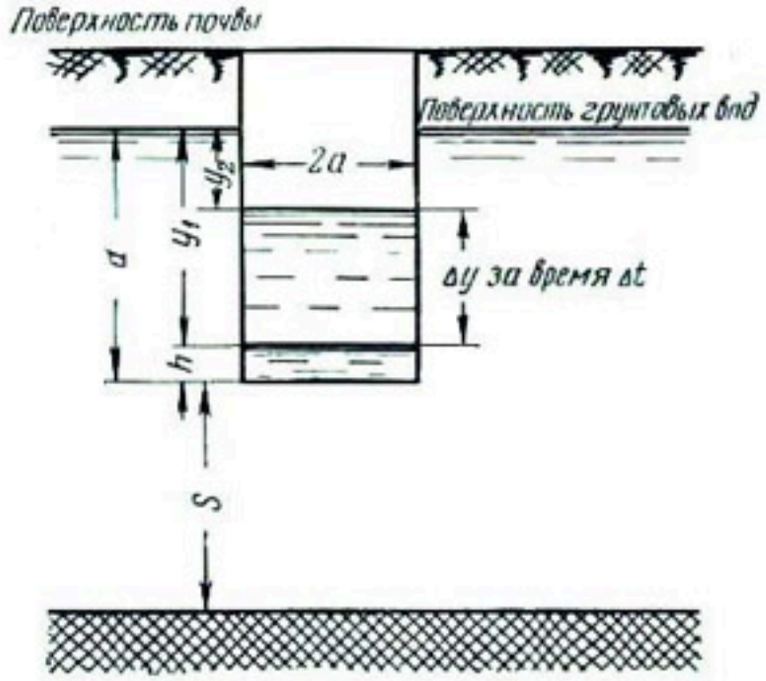


Рис. 187. Скважина в однородном грунте, используемая при определении водопроницаемости.

и не достигать водоупорного слоя. Одно из допущений, которое делается в этом случае, заключается в том, что уровень грунтовой воды вблизи скважины не понижается в то время, когда вода откачивается из нее. Это допущение может быть сделано для измерений, которые производятся в течение короткого периода времени, после того как закончена откачка воды из скважины. Если же скважина откачивается несколько раз, то это допущение неверно. К сожалению, мы не располагаем экспериментальными данными, которые позволили бы нам сказать, насколько это допущение влияет на точность расчетов, хотя Киркхем и ван Бейвел (1949) изучили эту проблему теоретически.

Другое допущение, сделанное Хоугхаудтом, заключается в том, что вода считается поступающей горизонтально через боковые

[1] Наиболее обстоятельное описание применяемых в СССР способов определения коэффициента фильтрации в полевых условиях можно найти в работе Веригина Н. Н., Методы определения фильтрационных свойств горных пород, Госстройиздат, М., 1962.— *Прим. ред.*

стенки скважины и вертикально — через дно скважины. В действительности линии тока могут быть и криволинейными. Несмотря на эти допущения, формулы Хоугхаудта считаются точными (точность равна 10—20%), если измерение скорости подъема воды производится в то время, когда скважина наполнена не более чем на $^1/_4$ глубины.

Как видно из рисунка 187, в котором расстояние s от дна скважины до водоупорного слоя не нужно путать с величиной S в уравнении (I,9); формула для случая, когда скважина не достигает водоупорного слоя, должна иметь следующий вид:

$$k = \frac{2,3aS}{(2d + a)\,t} \lg \frac{y_1}{y_2}. \qquad (I,9)$$

Вследствие приближенного характера решения расстояние от дна скважины до водоупорного слоя в этой формуле не принимается во внимание. В том случае, когда скважина доходит до водоупорного слоя, уравнение (I,9) сводится к следующему уравнению:

$$k = \frac{2.3aS}{2dt} \lg \frac{y_1}{y_2}. \qquad (I,10)$$

В уравнениях (I,9) и (I,10) величина S является постоянной, заданной соотношением

$$S = 0,19\ ad, \qquad (I,11)$$

где величины S, a и d измеряются в метрах.

Если измерение линейных величин производится не в метрах, то уравнение (I,11) должно быть соответственно изменено. Например, если все измерения производятся в дюймах, то

$$S = \frac{0,19}{39,4}\, ad,$$

так как в одном метре содержится 39,4 дюйма. В уравнениях (I,9) и (I,10) величина t — это время, за которое вода поднимается от уровня y_1 до y_2.

Уравнение (I,9) выводится следующим образом. Если принять, что вода течет горизонтально через стенку скважины, то скорость заполнения скважины водой будет пропорциональна длине окружности и обратно пропорциональна площади поперечного сечения скважины. Скорость подъема уровня воды в скважине обусловлена притоком за время t. Исходя из этого, Хоугхаудт выводит соотношение

$$\frac{dy}{dt} = -k\, \frac{2\pi ad}{\pi a^2} \cdot \frac{y}{S}. \qquad (I,12)$$

Постоянная S зависит от величин a, d, s, показанных на рисунке 187, а также от высоты подъема воды в скважине в момент

измерения. Хоугхаудт определил постоянную S с помощью контрольного эксперимента в баке с песком и нашел, что в принятом им уравнении она зависит от радиуса a скважины и от расстояния d от водоупорного слоя до поверхности грунтовых вод. Эта эмпирическая зависимость имеет следующий вид:

$$S = 0{,}19ad, \tag{I,13}$$

где S имеет размерность длины. Условия эксперимента, при которых Хоугхаудт определил постоянную S, только приближенно соответствовали полевым условиям вследствие ограниченных размеров резервуара с песком. Он высказал мнение, что коэффициент 0,19 может отличаться на 27% от истинной величины. Эта точность соответствует точности определения гидравлической проводимости, которая в полевых условиях может изменяться от 0,001 до 10 м/сутки. Коэффициент 0,19 имеет размерность $\left[\frac{1}{м}\right]$. При переходе к другим единицам длины необходимо сделать соответствующий пересчет, о чем говорилось выше.

Вода поступает также через дно скважины, и скорость подъема уровня воды в скважине в результате этого притока принималась равной

$$\frac{dy}{dt} = -k\,\frac{\pi a^2}{\pi a^2}\cdot\frac{y}{S} = -\frac{ky}{S}, \tag{I,14}$$

где S — постоянная, о которой шла речь выше.

Сложение уравнений (I,12) и (I.14) дает следующее выражение для скорости подъема уровня воды, обусловленной притоком воды как через боковые стенки скважины, так и через ее дно:

$$\frac{dy}{dt} = -\frac{2k\,dy}{aS} - \frac{ky}{S} = -k\,\frac{2d-a}{aS}\,y. \tag{I,15}$$

Интегрируя уравнение (I,15) в пределах от y_1 до y_2 и от $t=0$ до $t=t$, имеем

$$\lg\frac{y_1}{y_2} = \frac{k\,(2d-a)\,t}{aS}. \tag{I,16}$$

Вводя десятичные логарифмы, получим

$$k = \frac{2{,}3aS}{(2d+a)\,t}\lg\frac{y_1}{y_2}. \tag{I,17}$$

Когда скважина доходит до водоупорного слоя, восходящий приток воды через дно становится равным нулю и уравнение (I,17) приобретает вид

$$k = \frac{2{,}3aS}{2dt}\lg\frac{y_1}{y_2}. \tag{I,18}$$

2. Метод Эрнста. Эрнст (1950) пересмотрел задачу одиночной скважины и с помощью математического анализа разработал некоторые эмпирические уравнения, которыми можно пользоваться при решении этой задачи. Приводим формулу, которая была получена Эрнстом для случая однородного грунта при расположении водоупорного слоя на большой глубине от скважины (рис. 187):

$$k = \frac{4000}{\left(20 + \frac{h}{a}\right)\left(2 - \frac{y}{h}\right)} \cdot \frac{a}{y} \cdot \frac{\Delta y}{\Delta t}, \qquad (I,19)$$

где k — коэффициент фильтрации;
h — глубина воды в скважине до откачки;
a — радиус скважины;
y — расстояние между горизонтом воды в скважине в момент измерения и горизонтом воды до откачки;
Δy — подъем уровня воды в скважине за интервал времени Δt.

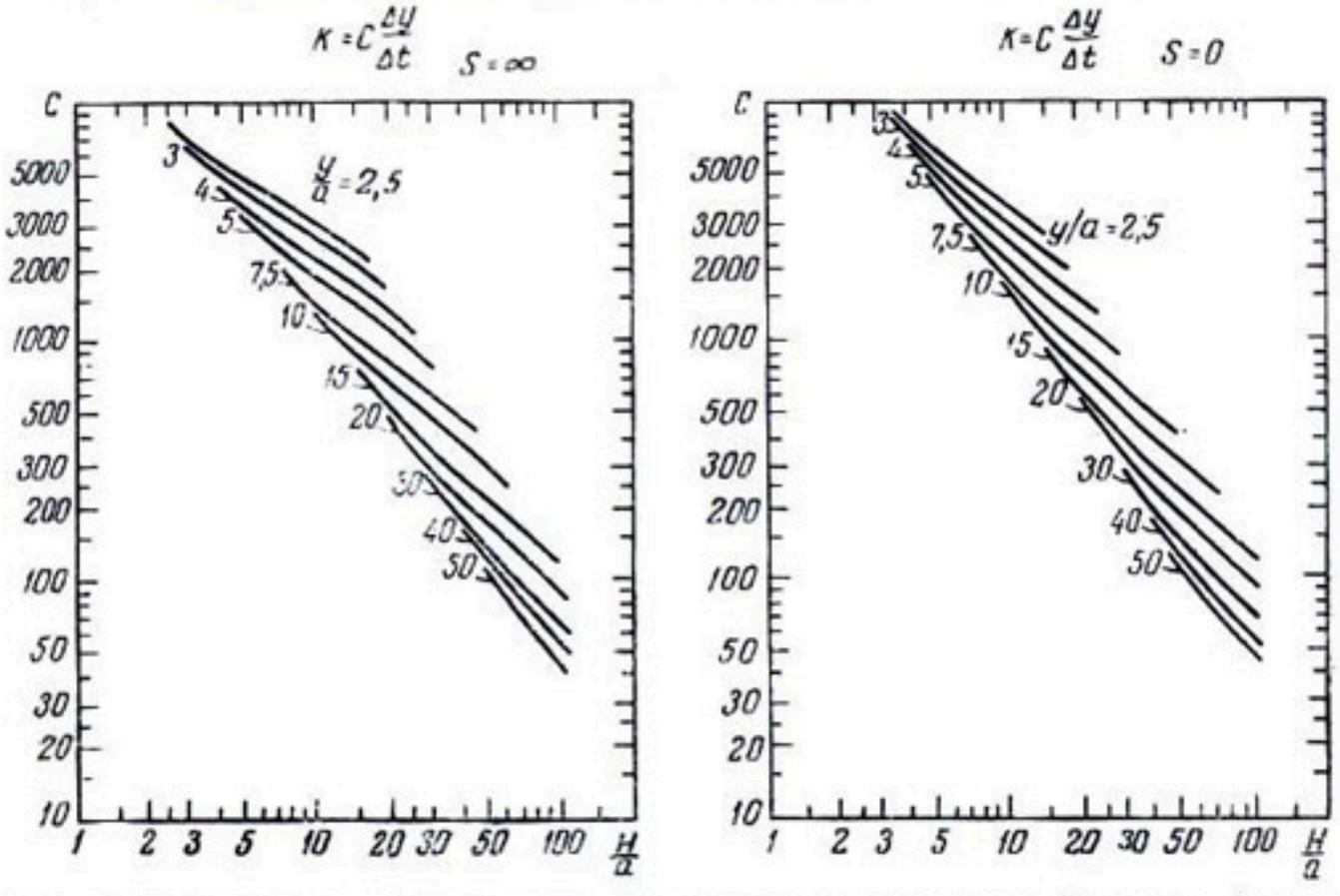


Рис. 188. Графики, облегчающие нахождение решения по формуле Эрнста (по Маасленду и Хаскью, 1957):
слева — водоупорный слой залегает на бесконечно большой глубине ($s = \infty$); справа — скважина доходит до водоупора ($s = 0$).

В этой формуле k выражается в метрах/сутки. Остальные величины даны в сантиметрах и секундах.

Уравнение (I,19) является эмпирической приближенной формулой, при выводе которой был сделан ряд допущений. В силу этого формула не отражает точных соотношений, которые теоретически

должны существовать между различными величинами. По данным Эрнста, значение k может быть вычислено с точностью $\pm 20\%$, если соблюдаются следующие условия (длины выражены в сантиметрах): $3 < a < 7$; $20 < d < 200$; $0{,}2 < h/d < 1$; $s > d$.

Эрнст указывает, что измерения не должны продолжаться слишком долго, так как воронка, образуемая вокруг скважины поверхностью грунтовых вод, может сделаться слишком большой и надежность результатов измерений снизится. Измерения должны быть закончены, прежде чем 25% воды, откаченной из скважины, поступит снова в скважину. Обычно величины Δy и Δt измеряются несколько раз, чтобы увеличить точность результатов измерений. На рисунке 188 приведены графики, облегчающие нахождение решения по формулам Эрнста.

3. Метод Киркхема и ван Бейвела. Киркхем и ван Бейвел (1949) приняли условие установившегося состояния, то есть они считали, что опускание горизонта воды вокруг скважины во время измерения не происходит. Киркхем получил точное решение уравнения Лапласа для случая, когда скважина доходит до непроницаемого слоя.

Метод ЭГДА (ван Бейвел и Киркхем, 1949) впервые был использован для того, чтобы распространить теорию на случай, когда известно, на каком расстоянии от дна скважины залегает водоупорный слой.

В более поздней работе Киркхем (1957) разработал теорию дальше, чтобы обеспечить точное решение для случая водоупорного слоя, залегающего ниже дна скважины. В этой работе Киркхем дает общее решение задачи о притоке воды к буровой скважине при условии установившегося состояния и однородного грунта. Однако математические вычисления, которые требуются при ее использовании в случае обычных методов расчета, очень трудоемки. Поэтому рассмотрим более ранние разработки, применение которых является более легким. В силу этого в нашу монографию включим выдержки из более ранних работ, чтобы указать способ, с помощью которого в результате строгого математического и физического анализа выводятся уравнения.

Уравнение Киркхема для притока воды к буровой скважине, которая доходит до водоупорного слоя, имеет следующий вид:

$$k = 0{,}617\,\frac{a}{Sd}\cdot\frac{\Delta y}{\Delta t}\,, \qquad (I{,}20)$$

где S — геометрическая постоянная, заданная уравнением

$$S = \cos\frac{\pi h}{2d}\cdot\frac{K_1(\pi a/2d)}{K_0(\pi a/2d)} - \frac{1}{3^2}\cos\frac{3\pi h}{2d}\cdot\frac{K_1(3\pi a/2d)}{K_0(3\pi a/2d)} + \\ + \frac{1}{5^2}\cos\frac{5\pi h}{2d}\cdot\frac{K_1(5\pi a/2d)}{K_0(5\pi a/2d)} - \ldots,$$

где $K_0(\pi a/2d)$, $K_1(\pi a/2d)$ и т. д.— функции Бесселя, определяемые бесконечными рядами (см. Киркхем, 1955); a — радиус скважины; d — глубина залегания непроницаемого слоя, считая от поверхности грунтовых вод.

Геометрия течения показана на рисунке 189, где $y_1 - y_2 = \Delta y$ и $s = 0$. Мы ищем решение в виде уравнения Лапласа, на

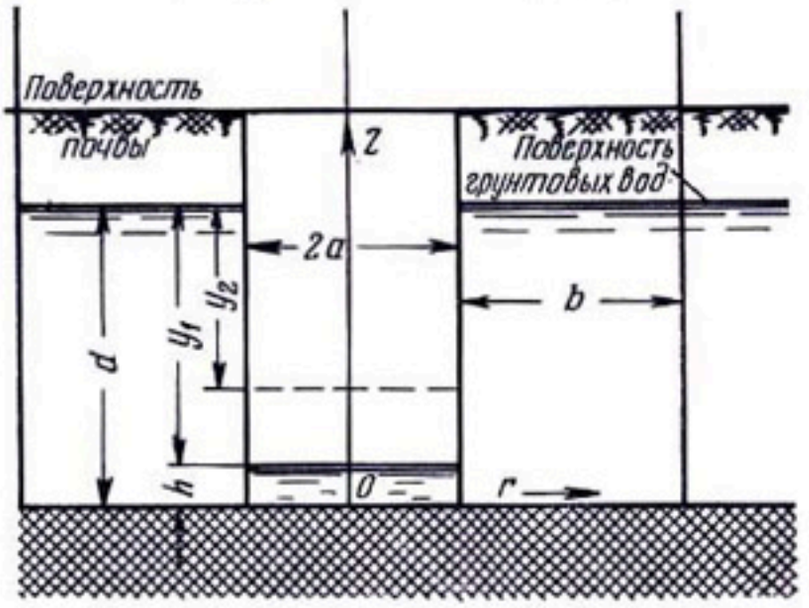


Рис. 189. Чертеж скважины, используемый при выводе формулы Киркхема (метод скважины в однородном грунте)[1].

которое налагаются следующие граничные условия (плоскость сравнения гидравлических напоров считаем совпадающей с водоупорным слоем):

$1_а$. $\varphi = h$ на интервале от $z = 0$ до $z = h$, когда $r = a$.

$1_б$. $\varphi = z$ на интервале от $z = h$ до $z = d$, когда $r = a$.

2. $\varphi = d$ при $z = d$, когда $a < r < b$.

3. $\partial\varphi/\partial r = 0$ при $0 < z < d$, когда $r = b$.

4. $\partial\varphi/\partial z = 0$ при $z = 0$, когда $a < r < b$.

Решение задачи будет иметь следующий вид:

$$\varphi = d - \Sigma A_n R_0 \frac{n\pi r}{2d} \cos \frac{n\pi z}{2d}, \quad n = 1, 3, 5, \ldots . \qquad (I,21)$$

Это уравнение удовлетворяет граничным условиям 2 и 4. Выражение R_0 $(n\pi r/2d)$ должно быть выбрано так, чтобы удовлетворить условию 3. Это можно сделать, полагая, что

[1] На рис. 189 расстояние b следует отсчитывать от оси oz.— *Прим. ред.*

$$R_0\left(\frac{n\pi r}{2d}\right)=\frac{\frac{K_1\left(\frac{n\pi b}{2d}\right)}{I_1\left(\frac{n\pi b}{2d}\right)}I_0\left(\frac{n\pi r}{2d}\right)+K_0\left(\frac{n\pi r}{2d}\right)}{\frac{K_1\left(\frac{n\pi b}{2d}\right)}{I_1\left(\frac{n\pi b}{2d}\right)}I_0\left(\frac{n\pi a}{2d}\right)+K_0\left(\frac{n\pi a}{2d}\right)}, \qquad \text{(I,22)}$$

потому что для любого x, как известно из теории функций Бесселя,

$$\frac{\partial I_0(x)}{\partial x}=I_1(x); \qquad \frac{\partial K_0(x)}{\partial x}=-K_1(x).$$

Остается выбрать величину A_n, удовлетворяющую условиям 1_a и $1_б$. Это совершается путем разложения функции φ в ряд косинусов Фурье:

$$\varphi=\frac{A_0}{2}+A_1\cos\frac{\pi z}{2d}+A_2\cos\frac{2\pi z}{2d}+A_3\cos\frac{3\pi z}{2d}+\ldots,$$

откуда находим, что

$$\begin{aligned}
&A_0=2d;\\
&A_1=-(8d/\pi^2)\cos(\pi h/2d);\\
&A_3=-(8d/3^2\pi^2)\cos(3\pi h/2d);\\
&A_5=-(8d/5^2\pi^2)\cos(5\pi h/2d);\\
&\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\\
&A_2=A_4=A_6=\ldots=0.
\end{aligned}$$

Уравнение (I,21) теперь может быть написано в следующем виде:

$$\varphi=d-\frac{8d}{\pi^2}\Sigma\frac{1}{n^2}\cos\frac{n\pi h}{2d}R_0\left(\frac{n\pi r}{2d}\right)\cos\frac{n\pi z}{2d}, \qquad n=1,3,5,\ldots. \qquad \text{(I,23)}$$

Это уравнение удовлетворяет граничным условиям и теоретически позволяет определить гидравлический напор в любой точке (r, z) грунта.

Уравнение (I,23) можно упростить, если величину b считать стремящейся к бесконечности, в результате чего члены K_1/I_1 в уравнении (I,22) стремятся к нулю, а

$$R_0=\frac{K_0\left(\frac{n\pi r}{2d}\right)}{K_0\left(\frac{n\pi a}{2d}\right)}.$$

Тогда уравнение (I, 23) сводится к виду

$$\varphi = d - \frac{8d}{\pi^2} \Sigma n^{-2} \cos \frac{n\pi h}{2d} \frac{K_0\left(\frac{n\pi r}{2d}\right)}{K_0\left(\frac{n\pi a}{2d}\right)} \cos \frac{n\pi z}{2d}, \; n = 1, 3, 5, \ldots, \quad (I,24)$$

Количество воды dq/dt, поступающее за единицу времени в скважину, определяется в результате интегрирования

$$\frac{dq}{dt} = 2\pi a k \int_{z=0}^{d} \frac{\partial \varphi}{\partial r} \Big]_{r=a} dz, \quad (I,25)$$

что дает

$$\frac{dq}{dt} = 16 a d k S/\pi. \quad (I,26)$$

Приняв $dt = \Delta t$ и $dq = \pi a^2 \Delta y$, получим уравнение (I,20).

На рисунке 190 показано распределение гидравлического напора в скважине, наполовину заполненной водой.

Строго говоря, уравнение (I,20) действительно только в том случае, если скважина доходит до водоупорного слоя или проникает в него. Если это условие в поле не выполняется, уравнение

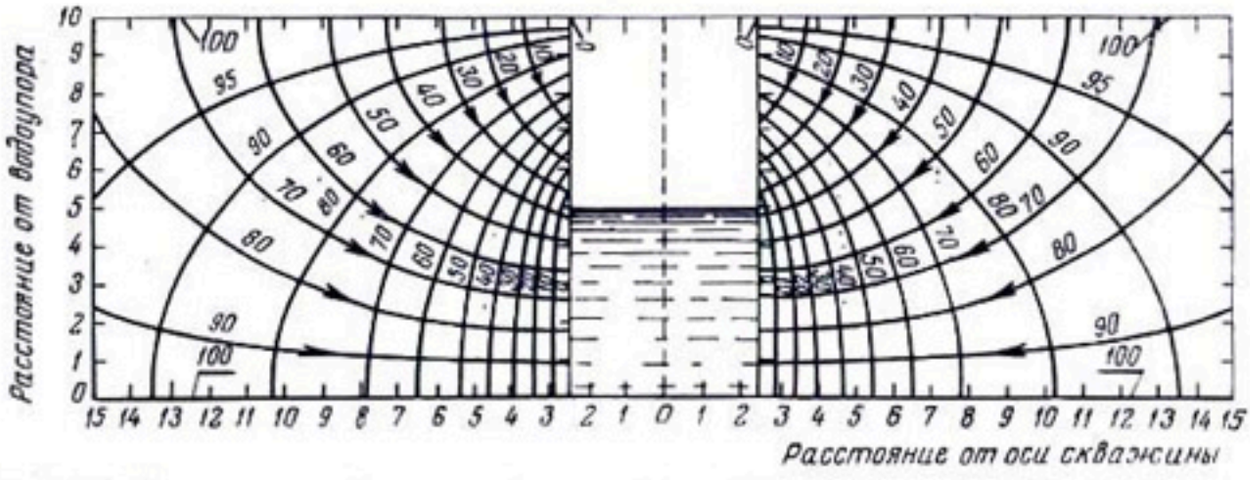


Рис. 190. Распределение напора вокруг скважины, наполовину заполненной водой (по Киркхему и ван Бейвелу, 1949).

дает лишь приближенное значение коэффициента фильтрации, причем оно будет тем точнее, чем больше отношение d/a. Если расстояние s от водоупорного слоя до дна скважины известно, то в уравнении (I,20) величину S можно заменить геометрическим фактором S', который является функцией величин S, a, d и h. Значение S' было определено ван Бейвелом и Киркхемом (1949) при использовании метода электрогидродинамической аналогии для ограниченного числа отношений a/d, h/d, s/d (рис. 191).

Эти графики упрощают нахождение решения по уравнению Киркхема.

Как уже было отмечено, Киркхем (1957) распространил свою теорию притока в скважину, доходящую до водоупорного слоя или проникающую в него, на случай, когда скважина не доходит до этого слоя (при этом расстояние между водоупорным слоем и дном скважины считается известным).

Решая уравнение Лапласа в цилиндрических координатах при искусной комбинации десяти граничных условий, Киркхем получил следующее выражение для притока воды Q в скважину за единицу времени:

$$Q = -2\pi ka \times$$

$$\times \Sigma B_n \sin\frac{n\pi}{2} \cdot \frac{K_1\left(\frac{n\pi a}{2d}\right)}{K_0\left(\frac{n\pi a}{2d}\right)}, \quad n = 1, 2, 3, \ldots, \qquad (I,27)$$

где B_n зависит от a, d, h и s (эта зависимость выражена сложной формулой, которая есть в работе Киркхема).

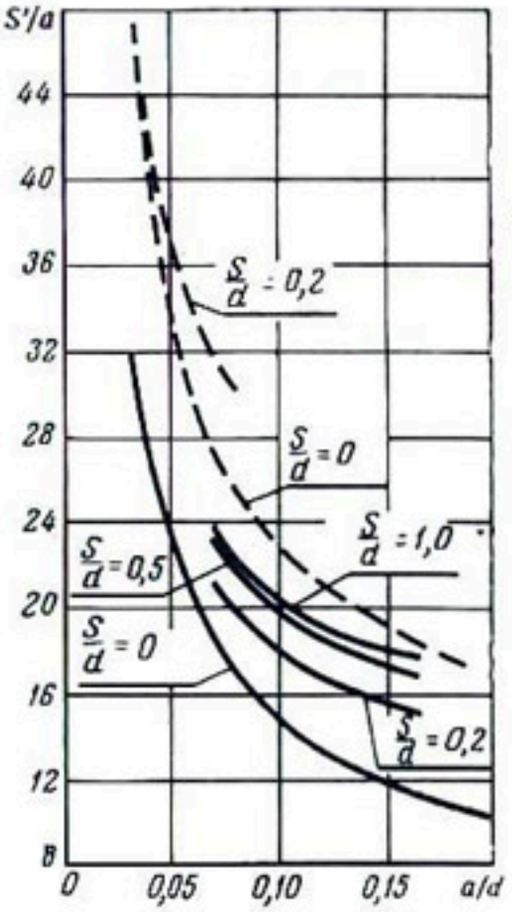


Рис. 191. Графики зависимости расстояния S' от отношения a/d, построенные для различных отношений s/d (по Киркхему и ван Бейвелу, 1949): штриховые линии — скважина наполовину заполнена водой ($h=d/2$, $t=0$); сплошные линии — скважина пустая ($h=d$, $t=0$).

4. Метод Киркхема (1954). Так же как и при описанных выше методах, скважина бурится на 0,3—0,6 м ниже поверхности грунтовых вод. В этом случае, однако, уровень воды в скважине понижается при откачке только на небольшую величину ΔH, так что верхняя линия тока (поверхность потока), входящая в скважину, является в сущности горизонтальной. Если S—коэффициент, учитывающий форму скважины, то

$$Q = kS\Delta H. \qquad (I,28)$$

Если дно скважины имеет форму полусферической чаши с радиусом a, то коэффициент S будет равен $2\pi a$. Поэтому скорость притока воды к скважине будет

$$Q = k(2\pi a)\Delta H. \qquad (I,29)$$

В случае, если скважина пронизывает водонепроницаемый слой, предложенный метод расчета не может быть использован.

Перевод А. М. Трещевой

§ 2. Метод одиночной скважины в слоистом грунте

1. Метод Хоугхаудта. Рассмотрим случай определения коэффициента фильтрации в слоистой почве, когда почвенный профиль состоит из двух резко отличающихся слоев почвы (рис. 192).

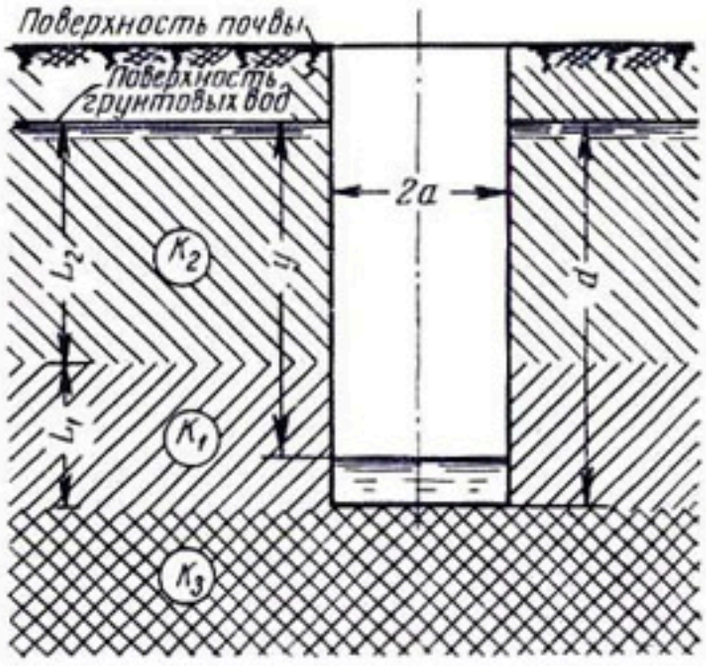


Рис. 192. Чертеж скважины, используемый при выводе формулы Хоугхаудта для слоистого грунта.

В этом случае, когда скважина не достигает непроницаемого слоя, применяется следующее уравнение:

$$\frac{2k_1L_1+2L_2k_2+k_3a}{2,3aS}=\frac{\lg(y_1/y_2)}{t}. \qquad (I,30)$$

Если скважина заканчивается на непроницаемом слое, уравнение (I,30) приобретает следующий вид:

$$\frac{2k_1L_1+2k_2L_2}{2,3aS}=\frac{\lg(y_1/y_2)}{t}. \qquad (I,31)$$

Для случая трехслойного грунта, когда скважина не заканчивается в непроницаемом слое, формула имеет вид

$$\frac{2k_1L_1+2k_2L_2+2k_3L_3+k_4a}{2,3aS}=\frac{\lg(y_1/y_2)}{t}, \qquad (I,32)$$

где $S=0,19\ ad$, если величины S, a и d измеряются в метрах, как указано в разъяснении к уравнению (I,11) на стр. 502.

Поскольку все вышеприведенные уравнения выведены одним способом, достаточно рассмотреть способ, использованный при выводе уравнения (I,30). В соответствии с рисунком 192 скорость подъема воды в скважине, вызванная притоком воды из слоя 1 за время t, дается уравнением

$$\frac{dy}{dt} = -k_1 \frac{2\pi a y_1}{\pi a^2} \cdot \frac{y}{S} = -k_1 \frac{2y_1 y}{aS} . \qquad (I,33)$$

Здесь предполагается, что все линии тока горизонтальны и потери гидравлического напора в каждом почвенном слое количественно равны расстоянию между уровнем грунтовой воды и уровнем воды в скважине.

Точно так же интенсивность притока воды из слоя 2 выражается формулой

$$\frac{dy}{dt} = -k_2 \frac{2\pi a y_2}{\pi a^2} \cdot \frac{y}{S} = -k_2 \frac{2y_2 y}{aS} . \qquad (I,34)$$

Интенсивность вертикального потока через дно скважин выражается уравнением

$$\frac{dy}{dt} = -k_3 \frac{\pi a^2}{\pi a^2} \cdot \frac{y}{S} = -k_3 \frac{y}{S} . \qquad (I,35)$$

После сложения уравнений (I,33), (I,34) и (I,35), перегруппировки терминов, интегрирования в пределах от $y = y_1$ до $y = y_2$ и от $t = 0$ до $t = t$ и перехода к десятичному логарифму получим уравнение (I,30).

По-видимому, этот метод может быть распространен на любое количество слоев, если согласиться с допущениями, на которых основан этот метод и которые приближенно учитывают неизвестные факторы.

2. Метод Эрнста. В случае, когда почвенный профиль состоит из двух слоев, которые значительно отличаются друг от друга по величине фильтрации, Эрнст предлагает величину фильтрации каждого слоя определять с помощью двух скважин различной глубины (рис. 193). Дно более мелкой скважины должно быть расположено сантиметров на 10 выше верхней границы нижнего слоя. Вторая скважина должна быть заглублена в нижний слой. Если имеется третий слой, то дно второй скважины не должно доходить до этого слоя. Разница $(d - h)$ должна быть больше 15 см, так как нижеприведенная формула Эрнста выводится, исходя из этого предположения:

$$k_1 d_1 + k_2 (d - d_1) = kd, \qquad (I,36)$$

где k_1 — проводимость, измеренная в первой скважине;

k — средняя величина проводимости для двух слоев, характеризуемая скоростью подъема воды во второй скважине.

Коэффициент фильтрации нижнего слоя k_2 находится из вышеприведенного уравнения. Это уравнение дает надежные результаты, если k_2 больше k_1. Если k_2 значительно меньше k_1, то уравнение может дать отрицательную величину для k_2. Когда k_2 хотят измерить с большой точностью, измерение во второй скважине следует сделать после того, как уровень грунтовых вод опустится ниже границы, разделяющей два слоя.

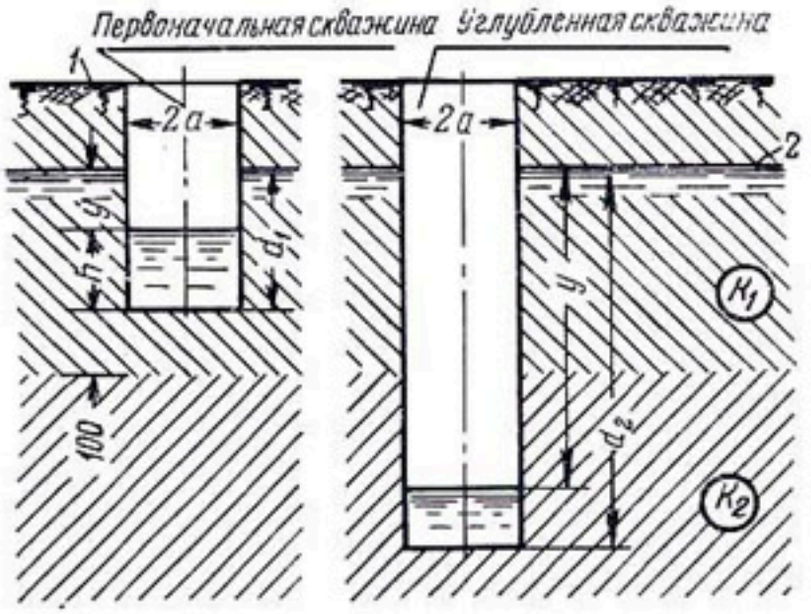


Рис. 193. Чертеж скважин, используемый Эрнстом при выводе формулы для слоистого грунта:
1 — поверхность почвы; *2* — поверхность грунтовых вод.

При выводе уравнения для слоистых почв было сделано два допущения. Первое допущение состоит в том, что линии тока являются горизонтальными и не зависят от того, как изменяется проницаемость профиля.

Второе допущение заключается в том, что количество воды, вытекающей из каждого слоя, определяется только проницаемостью слоя, из которого она вытекает. Оба эти допущения являются сомнительными. Тем не менее Эрнст указывает, что получающаяся погрешность не превышает 10%.

§ 3. Метод двух колодцев Чайлдса

Чайлдс для однородных почв предложил метод с использованием двух скважин вместо одной (рис. 194). Обе скважины имеют одинаковый диаметр и заглубляются ниже уровня грунтовой воды

до одной и той же глубины (желательно до непроницаемого слоя, если он существует). Вода насосом постоянной производительности выкачивается из одного колодца и переливается по трубе в другой колодец, создавая небольшой гидравлический напор, обусловленный разностью уровней воды в скважинах.

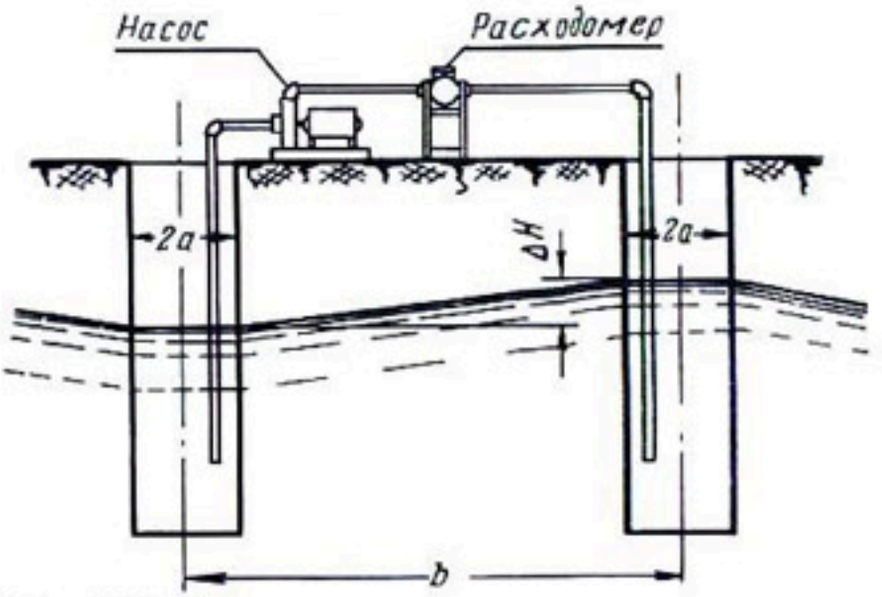


Рис. 194. Чертеж для разъяснения метода двух колодцев. По Чайлдсу и др. (1953).

Коэффициент фильтрации определяется из уравнения

$$\frac{Q}{\pi L \cdot \Delta H} \operatorname{Arch} \frac{b}{2a}, \qquad (I,37)$$

где Q — расход откачки;
L — длина каждого колодца[1];
ΔH — разность гидравлических напоров в двух колодцах;
b — расстояние между вертикальными осями скважин;
a — радиус скважин.

Это уравнение имеет силу только в том случае, если скважины доходят до непроницаемого слоя. Если они его не достигают, то в уравнение должна быть внесена поправка, которая рассматривается ниже. Эта поправка позволяет принять в расчет воду, поступающую через дно скважины.

Уравнение (I,37) получается в результате решения задачи для цилиндрического источника и цилиндрического стока в бесконечно большом плоском проводнике, как это показал Пейдж (1935, стр. 404). Уравнение (I,37) было расширено Чайлдсом и др. (1953), с тем чтобы показать, как оно может быть использовано в сочетании с методом пьезометра и трубы для определения анизотропной проводимости в направлении трех осей.

[1] По-видимому, расстояние от неопущенного уровня до дна скважины. — *Прим. ред.*

В том случае, когда буровая скважина не достигает непроницаемого слоя, должна быть внесена поправка, чтобы компенсировать поток, поступающий через дно скважины. Этот поток можно рассматривать как поток, который как бы увеличивает длину скважины; он зависит от расстояния до непроницаемого слоя и от размера скважины. Чайлдс предлагает прибавлять примерно 20 см к измеренной глубине в качестве подходящей поправки, позволяющей учесть приток через дно. В дополнение к этому фактический район потока между двумя колодцами расширяется благодаря потоку, который происходит в капиллярной кайме. В данном случае опять можно учесть поток, условно увеличивая длину шурфа. Увеличение этой длины L на 5 см обычно бывает достаточным, хотя высоту капиллярной каймы можно определить в полевых условиях и $^1/_2$ этой высоты принять в качестве поправки.

§ 4. Метод четырех колодцев Киркхема

Киркхем (1955) предложил использовать 4 колодца, чтобы исключить заиление их, которое может случиться при использовании метода двух колодцев. Он отмечает, что там, где колодцы закладываются в песке без обсадки, почвенные поры колодца, из которого выкачивается вода, могут забиваться, потому что в выкачиваемой воде могут содержаться частицы во взвешенном состоянии. Киркхем предлагает, чтобы еще два облицованных колодца типа пьезометров были помещены между двумя колодцами Чайлдса.

Это расположение позволяет найти коэффициент фильтрации, который теоретически не должен зависеть от забивания стенок колодца взвешенными частицами. Метод четырех колодцев является полной аналогией метода четырех электродов, который используется для определения электрической проводимости почв (Киркхем и Тейлор, 1950). Скорость движения воды и разность напоров измеряются между двумя наружными колодцами. Отношение скорости движения воды к разности напоров в двух внутренних колодцах и является мерой гидравлической проводимости.

§ 5. Пьезометрический метод Киркхема

Киркхем (1946) предложил вводить в почву трубку (с полостью на конце трубки или без нее) ниже поверхности грунтовых вод. Почву из трубки удаляют, и после установления

уровня грунтовых вод производится откачка воды из трубки и измеряется коэффициент фильтрации. Коэффициент фильтрации определяется в этом случае по скорости подъема воды в трубке с помощью уравнений, которые были разработаны Киркхемом (рис. 195):

$$k = \frac{\pi a^2 \ln (y_1/y_2)}{S\,(t_2 - t_1)}, \qquad (1{,}38)$$

где k — коэффициент фильтрации;
a — радиус трубки;
y_1 — расстояние от поверхности грунтовых вод до уровня воды в трубке в момент t_1;
y_2 — расстояния от поверхности грунтовых вод до уровня воды в трубке во время t_2;
S — коэффициент, установленный с помощью электрической аналогии;
$t_2 - t_1$ — время, в течение которого уровень воды изменился от величины y_2 до уровня y_1.

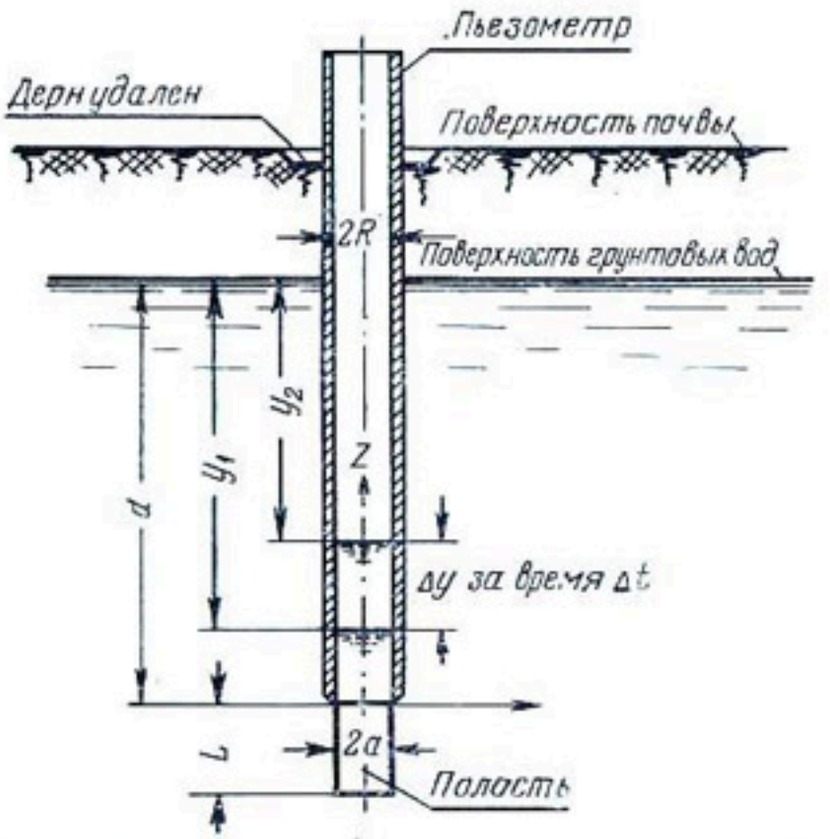


Рис. 195. Чертеж, служащий для разъяснения пьезометрического метода. По Лютину и Киркхему (1949).

Хотя вышеприведенное уравнение применяется для пьезометра с полостью и без полости на конце трубки, в этом разделе мы ограничимся рассмотрением пьезометра, имеющего на конце труб-

ки полость. В следующем разделе мы рассмотрим пьезометр, который не имеет полости на конце трубки. В полевых условиях пьезометрический метод, разработанный Лютином и Киркхемом (1949), состоит в том, что в скважину вводят трубку, диаметр которой несколько меньше диаметра скважины. Это делается для того, чтобы обойтись без специальных уплотнений.

После того как в трубке установится уровень воды, в нее вводится шланг, соединенный с насосом, и вода из трубки выкачивается. Откачка воды, которая может повторяться несколько раз, производится с целью удаления уплотненной почвы со стенок полости. Всасываемая вода промывает почвенные поры. После этого почвенной воде дают возможность подниматься в трубке, а скорость подъема воды определяется с помощью секундомера и электрического датчика. Джонсон и др. (1952) разработали номограммы для вычисления проницаемости с помощью труб и полостей стандартных размеров.

При изучении вопросов дренирования Айерс (1951), а также Рив и Дженсен (1949) пользовались пьезометрическим методом. Этот метод имеет тот недостаток, что он требует больше затрат труда, чем метод буровых скважин. Он имеет то преимущество, что можно измерять фильтрацию небольшого объема почвы, расположенной вокруг полости. Это преимущество является особенно важным в том случае, когда имеют дело со слоистыми грунтами.

Теоретические основы этого метода определения коэффициента фильтрации были разработаны Киркхемом в 1946 г. Рассмотрим еще раз случай, показанный на рисунке 195. Цилиндрическая трубка с внутренним радиусом a плотно вводится в вертикальную скважину, которая уходит ниже уровня грунтовой воды. Затем вода из трубки выкачивается до глубины y_1 (ниже уровня грунтовых вод) и измеряется время, которое требуется, чтобы вода в трубке переместилась от уровня y_1 до y_2. При выводе соответствующих уравнений делается допущение, что поверхность грунтовых вод является горизонтальной и не изменяет своего положения в течение всего периода измерения.

Граничные условия следующие:

1) поверхность грунтовых вод является поверхностью равного гидравлического напора; 2) поверхность почвы у полости, находящейся под дном трубки, является поверхностью равного гидравлического напора; 3) стенки трубки являются линиями тока; 4) течение на значительном расстоянии от трубки равно нулю.

Гидравлический напор φ_1, который мы измеряем от основания трубки, будет определяться следующей формулой (q и A — постоянные величины):

$$\varphi = q + A. \qquad (I,39)$$

Если допустить, что величина φ_1 выбрана так, что удовлетворяются условия 3 и 4, то постоянные q и A могут быть определены только из условий 1 и 2.

Начнем с условия 1. Если φ_{1s} и φ_s выражают соответственно величины φ_1 и φ у поверхности грунтовых вод, то из уравнения (I,39) мы получаем

$$\varphi_{1s} = q\varphi_s + A. \tag{I,40}$$

Условие 2. Если величины φ_{1w} и φ_w характеризуют величины φ_1 и φ над полостью, то из уравнения (I,39) получаем:

$$\varphi_{1w} = q\varphi_w + A. \tag{I,41}$$

В результате вычитания уравнения (I,41) из уравнения (I,40) и учитывая рисунок 195, из которого видно, что $\varphi_{1s} - \varphi_{1w} = y$, получим

$$y = q(\varphi_s - \varphi_w);$$

$$q = y/(\varphi_s - \varphi_w). \tag{I,42}$$

Для получения A мы используем тот факт, что $\varphi_{1s} = d$ в уравнении (I,40). Применяя уравнение (I,42), получаем

$$A = d - [y/(\varphi_s - \varphi_w)]\,\varphi_s.$$

Однако постоянная A не является необходимой для вычисления количества воды, просочившейся за единицу времени в полость, а следовательно, и в трубу.

Количество воды Q, которое проникло в трубу в единицу времени, определяется или путем интегрирования течения $k\partial\varphi_1/\partial z$ (z — вертикальная координата, направленная вверх) над поверхностью полости, находящейся у основания трубы, или же путем интегрирования этого количества по поверхности грунтовых вод. Последняя процедура является более легкой, потому что все линии тока, входящие в основание трубы, начинаются у поверхности грунтовых вод. Таким образом, применяя уравнение (I,39) и беря начало координат z у основания трубы, можем написать

$$Q = kq \int_a^\infty \frac{\partial\varphi}{\partial z}\Big]_{z=d} 2\pi r\,dr,$$

или, используя уравнение (I,42), получим

$$Q = \frac{ky}{\varphi_s - \varphi_w} \int_a^\infty \frac{\partial\varphi}{\partial z}\Big]_{y=d} 2\pi r\,dr. \tag{I,43}$$

Величина $1/(\varphi_s - \varphi_w)$, умножаемая на интеграл в уравнении (I,43), является постоянной и зависит от величин a, d и L. Эта постоянная определяется как $S\ (a,\ L,\ d)$. Обозначение величины S в виде функции указывает на то, что она зависит от высоты и радиуса полости и от длины трубы. Таким образом,

$$S\,(a,\ L,\ d) = \frac{1}{\varphi_s - \varphi_w} \int_a^{\infty} \frac{\partial \varphi}{\partial z} \Big]_{z=d} 2\pi r\, dr. \qquad (I,44)$$

Главным препятствием является определение фушкции $S\ (a,\ L,\ d)$. Для элементарного случая, когда полость является сферой радиуса r_w, расположенной в конце трубы, имеющей радиус a и глубину d, Киркхем вывел следующее уравнение:

$$S\,(a,\ d,\ r_w) = \frac{4\pi\,[1 + (a/d)^2]^{1/2}}{(1/r_w) - (1/2d)},$$

которое может быть упрощено до

$$S\,(r_w) = 4\pi r_w,$$

если d очень велико по сравнению с r.

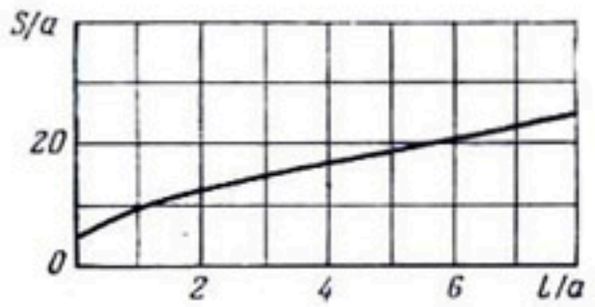


Рис. 196. График зависимости величины S от величин L и a. По Лютину и Киркхему (1949).

Хворслев (1951) дает некоторые другие коэффициенты формы для полостей, имеющих простые очертания. Для случаев более сложной геометрии (как, например, на рис. 195) понадобилось применить метод электрической аналогии для определения функ-

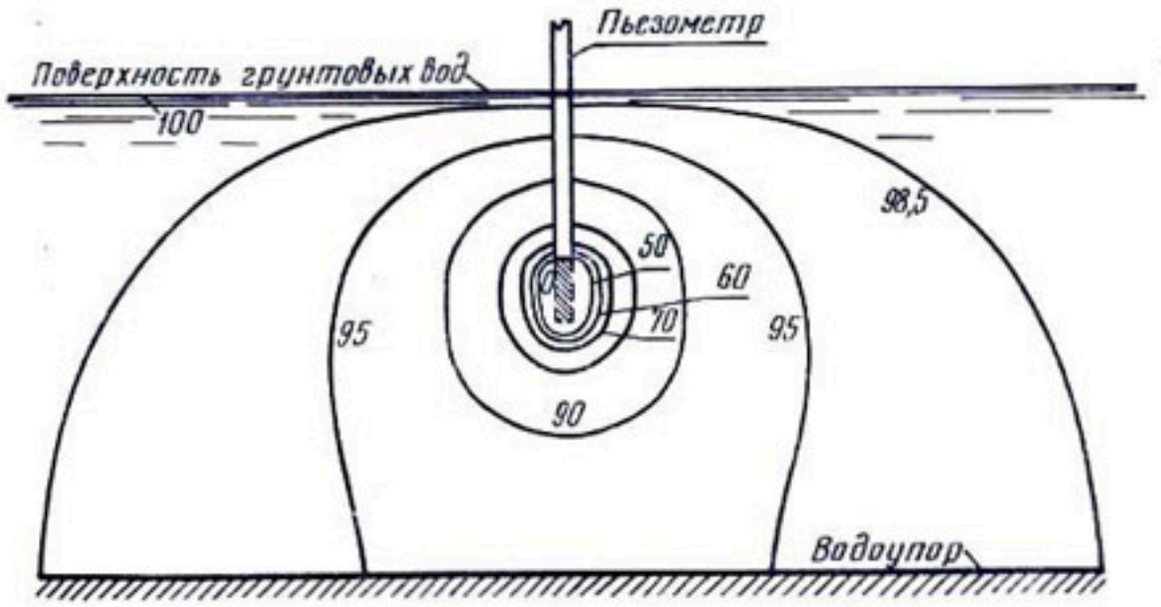


Рис. 197. Распределение гидравлического напора вокруг пьезометрической полости. По Лютину и Киркхему (1949).

ции S. Такой метод был разработан Фривертом и Киркхемом (1948), которые получили:

$$S(a, L, d) = \frac{R}{R_m} \cdot \frac{I}{\sigma (V_2 - V_1)},$$

где R/R_m — масштабное отношение, учитывающее полевые и лабораторные условия;
σ — проводимость электролита модели;
I — сила тока;
$V_2 - V_1$ — падение напряжения между электродами.

Отношение $(V_2 - V_1)/I$ является общим сопротивлением электрической модели, и обычно более удобно измерять это отношение, чем падение напряжения $V_2 - V_1$ и силу тока I.

Приведенный на рисунке 196 график иллюстрирует зависимость параметра S от величин L и a.

На рисунке 197 показано распределение гидравлического напора вокруг пьезометрической полости.

§ 6. Трубчатый метод Киркхема

Трубчатый метод, предложенный Киркхемом (1946) и разработанный Фривертом и Киркхемом (1948), является по существу пьезометрическим методом, при котором полость ниже пьезометра отсутствует (рис. 198). Полевое оборудование состоит из трубы диаметром 20,3 см, которая заглубляется в почву так, чтобы ее нижний конец находился ниже уровня грунтовых вод. Фриверт разработал специальное оборудование для удаления из труб частиц, загрязняющих поверхность почвы в трубе. Этот метод применяется при высоком уровне грунтовых вод, когда поверхность грунтовых вод находится на глубине около 0,9 м от поверхности почвы. Важным преимуществом трубчатого метода является в сущности то, что он позволяет определить вертикаль-

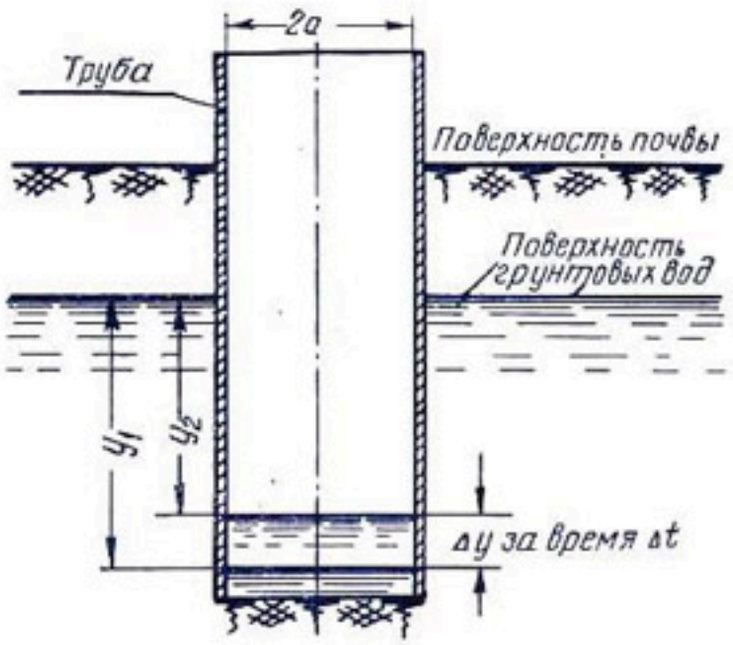


Рис. 198. Чертеж, служащий для объяснения трубчатого метода Киркхема. По Фриверту и Киркхему (1948).

ную проницаемость почвогрунтов[1]. Этот метод в последнее время использовали Чайлдс и др. (1953) как вспомогательное средство при оценке анизотропного характера почвенной водопроводимости. О возможности такой оценки писали еще Рив и Киркхем (1951).

§ 7. Метод откачек

Теория притока грунтовых вод в водоносном слое к колодцам была рассмотрена многими авторами: Тейс (1935), Гарднер и Израэльсен (1940), Венцель (1942), Маскет (1946), Джекоб (1947, 1950), Бэббит и Колдуэлл (1948), Хансен (1952), Петерсон, Израэльсен и Хансен (1952), Петерсон (1955) и др. Было выведено несколько основных уравнений, которые позволяют определить поток грунтовой воды из водоносных слоев в колодцы при различных условиях. Эти уравнения имеют широкое применение при определении расхода колодцев и при оценке запаса воды в водоносных слоях.

Хотя на первый взгляд существует много различных уравнений, служащих для характеристики водоносных слоев, тем не менее многие из этих уравнений в сущности являются одними и теми же. Эти уравнения описывают два основных случая: установившееся и неустановившееся движение. Уравнение для первого случая было предложено Дюпюи (1863), для второго случая — Тейсом (1935). В 1942 году Венцель дал обзор теории, рассмотрел в нем более важные уравнения расхода колодцев и проанализировал различные методы определения характеристик водоносного слоя. Джекоб (1950) разработал основные уравнения как для случая установившегося, так и неустановившегося состояния. Петерсон (1955) обобщил основные уравнения притока воды к колодцам и описал методы определения характеристик водоносных слоев, транспортирующих воду. Он указал также на недостатки уравнений установившегося движения и рассмотрел варианты, при которых учитывается как вертикальный, так и боковой захват грунтовых вод. Авторами этих решений являются Петерсон, Израэльсен и Хансен (1952).

Они указали, что общепринятое применение уравнений установившегося движения было неопределенно и давало решения, которые были более годны для полевых условий.

Теория колодцев и допущения, которые имели место при разработке основных уравнений, были подробно рассмотрены во второй части этой книги. Однако, чтобы основная теория давала хорошие

[1] Полностью с этим согласиться нельзя, так как линии тока имеют сложное криволинейное очертание и часто не совпадают с вертикальным направлением.— *Прим. ред.*

результаты при характеристике слоев, транспортирующих воду, следует четко представлять себе главные допущения, которые сделаны при выводе этих уравнений. Во всех уравнениях, которые здесь рассматриваются, были сделаны следующие допущения:

1. Транспортирующий воду водоносный слой (независимо от того, ограничен он или нет) является однородным в отношении толщины и порозности, а также однородным и изотропным в отношении его проницаемости.

2. Колодец полностью прошизывает водоносный слой.

3. Поток является ламинарным в районе влияния колодца.

В нижеследующем обзоре даются уравнения, являющиеся наиболее применимыми при определении гидравлических характеристик водоносных слоев. В этом обзоре много заимствовано из работы Петерсона (1955) и меньше — из работы Джекоба (1950).

1. Случай установившегося движения. Дюпюи (1863) является первым, кто объединил закон Дарси для ламинарного потока через пески с уравнением непрерывности и вывел уравнение для расхода колодца. Он принял осевую симметрию и пренебрег влиянием криволинейности движения ниже поверхности грунтовых вод. Для установившегося потока через водоносный слой бесконечно большой протяженности он вывел следующее уравнение:

$$Q = \pi k \frac{h_2^2 - h_1^2}{\ln \frac{r_1}{r_2}}, \qquad (1,45)$$

где Q — расход, размерность $[L^3T^{-1}]$;

k — коэффициент фильтрации, размерность $[LT^{-1}]$;

h_1 и h_2 — высоты уровня грунтовых вод над непроницаемым слоем, который ограничивает водоносный слой снизу, на радиальном расстоянии r_1 и r_2 от колодца (см. рис. 95 на стр. 230).

Все общепринятые уравнения установившегося потока для случая вполне проницаемых колодцев при безгранично большом водоносном слое выведены на основе концепции Дюпюи и могут быть легко получены путем преобразования уравнения (1,45). Рассматривая это уравнение, можно написать

$$h_2^2 - h_1^2 = (h_2 - h_1)(h_2 + h_1) = (s_1 - s_2)(2m), \qquad (1,46)$$

где s_1 и s_2 — понижения уровня, считая от первоначального уровня грунтовых вод или от пьезометрической поверхности;

m — средняя толщина водоносного слоя.

Подставляя эти результаты в уравнение (1,45), получаем

$$Q = \frac{2\pi km(s_1 - s_2)}{\ln(r_2/r_1)}. \qquad (1,47)$$

Это уравнение применяется также для случая полностью проницаемого колодца, питающегося из артезианского водоносного слоя толщиной m. Подставляя в уравнение (I,47) величину T, которая равна произведению km (Тейс, 1935), получим

$$T = Q\frac{\ln(r_2/r_1)}{2\pi(s_1 - s_2)}. \qquad (I,48)$$

Уравнения (I,45), (I,47), (I,48) широко применяются при определении свойств потока, протекающего через водоносный слой. Однако Петерсон, Израэльсен и Хансен (1952) отмечали, что эти уравнения содержат некоторые теоретические трудности, которые могут сказаться на результатах применения этих уравнений на практике. Указывается, что условие стационарного состояния потока не может иметь место при притоке к колодцу, находящемуся в ограниченном поле равного пьезометрического напора, и что использование вышеприведенных уравнений исходит из допущения, что поступление воды происходит из района, находящегося за пределами некоторого гипотетического «радиуса влияния» колодца. Указанные авторы дают решения с учетом пополнения воды за счет бокового притока и вертикального просачивания в районе влияния колодца. Их уравнение, которое учитывает перехватывание бокового притока к неограниченному водоносному слою, имеющему естественный уклон уровня грунтовых вод, имеет следующий вид:

$$\frac{Q}{kh_e^2} = \frac{\pi\left[1 - \left(\frac{h_w}{h_e}\right)^2\right]}{2{,}303\lg\left(\frac{1}{2}\cdot\frac{Q}{kh_e^2}\cdot\frac{h_e/r_w}{i_n}\right)}, \qquad (I,49)$$

где r_w — радиус колодца;

h_e — первоначальная высота уровня грунтовых вод;

h_w — отсчитываемая от непроницаемого слоя высота уровня воды в колодце, из которого откачивается вода.

Для ограниченного водоносного слоя имеем

$$\frac{Q}{kDm} = \frac{2\pi}{2{,}303\lg\left(\frac{1}{2}\cdot\frac{Q}{kDm}\cdot\frac{D/r_w}{i_n}\right)}, \qquad (I,50)$$

где $D = s_1 - s_2$.

Для колодца, находящегося в неограниченном водоносном слое, который пополняется благодаря равномерной вертикальной фильтации q_v (объем на единицу площади в единицу времени) и боковой фильтрации в зоне влияния, имеем следующую формулу расхода:

$$Q = \frac{\pi k(h^2 - h_w^2)}{\ln\frac{r}{r_w} - \frac{n}{2}\left(\frac{r}{r_e}\right)^2}, \qquad (I,51)$$

где n — доля общего расхода Q, пропорциональная вертикальному пополнению;

r_e — радиус влияния колодца.

Если $n=1$, то

$$\frac{Q}{kh_e^2}=\frac{\pi\left[1-\left(\frac{h_w}{h_e}\right)^2\right]}{1{,}151\lg\left(\frac{1}{\pi}\cdot\frac{Q}{kh_e^2}\cdot\frac{h_e^2/r_w^2}{q_v/k}\right)-\frac{1}{2}}. \qquad (I,52)$$

В этом уравнении величина i_n представлена отношением q_v/k.

Для облегчения пользования уравнениями (I,49), (I,50) и (I,52) целесообразно выразить их графически (см. рис. 101—104 на стр. 243, 245 и 248). Эти графики могут помочь предсказать поведение колодца в случае, когда расход воды из колодца равен естественному притоку.

Полагая, что $h=h_e$ и $r=r_e$, уравнение (I,51) можно переписать так:

$$Q=\frac{\pi k\,(h_e^2-h_w^2)}{\ln\left[e^{-n/2}\left(\frac{r_w}{r_e}\right)\right]}. \qquad (I,53)$$

Для такого же понижения геометрия этого колодца с радиусом r_w будет такой же, как и у колодца Дюпюи. Интересно отметить, что это уравнение представляет собой уравнение Дюпюи с измененным радиусом

$$r_w=r'_we^{-n/2}.$$

2. Случай неустановившегося движения. Когда из колодца, размещенного в бесконечном водоносном слое с плоской пьезометрической поверхностью, начинается откачка с постоянным расходом, то влияние откачки распространяется радиально в стороны от колодца и отражается на уменьшении запаса воды в водоносном слое. Уменьшение запаса воды связано с изъятием воды из водоносного открытого пласта и с уменьшением давления при откачке из артезианского или ограниченного пласта. В таком случае течение не может быть установившимся; напор будет продолжать падать до тех пор, пока водоносный слой будет оставаться бесконечным.

В 1935 г. Тейс предложил метод анализа неустановившегося притока воды в колодец. В этом случае применяется дополнительная характеристика водоносного слоя в виде коэффициента S, который равен объему воды, освободившемуся из единицы объема водоносного слоя при единице падения пьезометрического напора на единицу давления. По отношению к поверхности грунтовых вод этот коэффициент представляет собой удельную водо-

отдачу, а для случая артезианского пласта или ограниченного водоносного слоя он является объемом воды, который перемещается из колонки с основанием, равным единице площади, и высотой, равной толщине водоносного слоя (Венцель, 1942).

Для колодца с постоянным расходом при бесконечном протяжении водоносного слоя имеем:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_{r^2S/4Tt}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u}\, du. \qquad \text{(I,54)}$$

Этот интеграл является функцией нижнего предела и называется интегральной показательной функцией, величины которой можно найти по таблицам (Институт Смитсона, 1933)[1]. Введение времени откачивания t является ценной особенностью этого уравнения. Величина s является понижением пьезометрического напора в водоносном слое в любой точке, находящейся вблизи колодца, при равномерном выкачивании из него воды. Другие обозначения были определены выше. Эта функция называется также функцией колодца $W(u)$ (Венцель, 1942). Аргументом u этой функции является нижний предел $r^2S/4Tt$ интеграла.

Напишем этот аргумент в таком виде:

$$\frac{r^2}{t} = \frac{4Tu}{S}, \qquad \text{(I,55)}$$

уравнение (I,54) перепишем так:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u). \qquad \text{(I,56)}$$

Если величины T и S известны, уравнение (I,56) может применяться для определения понижения в любое время или в любой точке зоны влияния колодца. Если известна функциональная зависимость между понижением и временем или расстоянием от колодца, то уравнение можно решить относительно величин T и S. Для определения T и S применяется графический метод, разработанный Тейсом и описанный Венцелем (1942). При постоянном расходе величина u будет пропорциональна отношению r^2/t, а величина s пропорциональна функции $W(u)$. Петерсон (см. рис. 105 на стр. 256) представил зависимость функции $W(u)$ от величины u; техника наложения является полезной при сравниваемых кривых. Уравнения (I,55) и (I,56) можно решить относительно S и T посредством использования соответствующих значений u, $W(u)$, s и r^2/t в точке пересечения двух кривых $W(u) = f(u)$ и $s = f(r^2/t)$.

Формула для неустановившегося движения (I,56) может быть применена к случаю неограниченного горизонта грунтовой воды,

[1] См., например, Янке Е. и Эмде Ф., Таблицы функций, Гостехиздат, 1948.— *Прим. ред.*

если внести соответствующую поправку на уменьшение действительной толщины водоносного слоя вследствие понижения уровня грунтовых вод. Джекоб (1944) показал, что для внесения такой поправки нужно вычесть величину $s^2/2m$ из значения наблюдаемого понижения s. Если эту поправку не вносить, ошибки при подсчете величин T и S будут довольно большие.

Показательная интегральная функция из уравнения (1,54) может быть выражена в виде сходящегося ряда так, что понижение на расстоянии r за время t при постоянном расходе может быть выражено следующим образом:

$$s = \frac{Q}{4\pi T}\left(-0{,}5772 - \ln u - u - \frac{u^2}{2\cdot 2!} + \frac{u^3}{3\cdot 3!} - \ldots\right), \qquad (1{,}57)$$

где $u = r^2S/4Tt$, как было определено выше.

При малых величинах u, т. е. при больших значениях времени, имеют значение только два первых члена ряда, поэтому

$$s = \frac{Q}{4\pi T}\left(\ln\frac{1}{u} - 0{,}5772\right). \qquad (1{,}58)$$

По значениям величины u, данной уравнением (1,55), с помощью уравнения (1,58) можно показать, что понижение $s_2 - s_1$ в колодце на заданном расстоянии от колодца определяется уравнением

$$s_2 - s_1 = \frac{Q}{4\pi T}\ln\frac{t_2}{t_1}. \qquad (1{,}59)$$

При помощи уравнения (1,59) можно построить график функции $s = \lg t$ до тех пор, пока точки не окажутся на прямой линии. Эта прямая используется для решения уравнения (1,59) относительно T (см. рис. 107 на стр. 257). Путем экстраполяции прямой линии до значения t_0, когда понижение равно нулю, уравнения (1,55) и (1,58) могут быть объединены для нахождения величины S:

$$S = 2{,}25\ Tt_0/r^2. \qquad (1{,}60)$$

Проницаемость и коэффициент S можно определить не только на основании понижения уровня грунтовых вод, но также по изменениям понижения, возникающим в результате непрерывного изменения расхода, а также путем анализа восстановления уровня после частичного или полного простоя колодца. Если колодец, который в течение определенного периода работал с постоянным расходом, выключается из работы, то это приводит к тому, что чистый расход становится равным нулю. Разница между первоначальным и восстановившимся пьезометрическим уровнем является алгебраической суммой понижений уровня

воды в результате откачки и восстановления. Можно доказать, что понижение уровня воды s' пропорционально $\ln(t/t')$, где t — время, прошедшее с начала остановки работы насоса, и t' — время, прошедшее от момента включения его. Вышесказанное легло в основу метода восстановления Тейса (Венцель, 1942.) Величины понижения уровня воды в колодце, где работал насос, или в наблюдательном колодце наносятся против линии $\ln(t/t')$ — это позволяет определить величину T опять-таки на основе уклона прямой линии, проходящей через нанесенные на график точки.

В 1952 г. Джекоб и Ломэн представили решение для случая, когда колодец при постоянном понижении уровня воды дает воду из бесконечного водоносного слоя, имеющего равномерную фильтрацию и равномерную пьезопроводность:

$$Q = 2\pi T s_w \cdot G(\alpha), \qquad (I,61)$$

где s_w — понижение уровня воды в колодце;
$G(\alpha)$ — неопределенный интеграл, который подсчитывается числовым методом.

Величины $G(\alpha)$ даны Джекобом и Ломэном. Уравнение (I,61) применимо для анализа самоизливающихся артезианских колодцев. Представлены также два графических способа определения коэффициента фильтрации и коэффициента S по изменению расхода колодцев при постоянном понижении уровня воды.

Перевод П. И. Губершина

II. ИССЛЕДОВАНИЯ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

Полевые исследования дренажа требуют большого мастерства и хорошей измерительной техники, которые могут обеспечить получение необходимых сведений для проектирования дренажной системы. Необходимо разработать методы, которыми технический персонал мог бы пользоваться в полевых условиях.

Следовательно, полевые исследования охватываются областью практического применения дренажа. Проблемы дренажа по своей природе очень разнообразны и бывают различной степени сложности. Инженер должен использовать все имеющиеся в его распоряжении научные и технические средства. Но базируя свои расчеты на основных научных положениях, он нащупывает их в лабиринте местных условий.

Решение некоторых задач становится очевидным после беглого поверхностного наблюдения. Решение других задач требует

применения технических средств. Но встречаются и такие задачи, которые требуют тщательной разработки методики решения. Некоторые задачи совсем неразрешимы. Так как большая часть задач дренажа подчиняется общим законам, то для решения этих задач можно использовать справочники, руководства или метод приближений. Излагаемый ниже процесс исследования включает в себя все технические и логические приемы и другие средства, позволяющие эффективно решить поставленную задачу.

1. ТОПОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первое, что необходимо рассмотреть при решении задачи дренажа, это топография местности. Айрес и Скоутс (1928) разработали метод топографической съемки в целях определения конфигурации любой местности, ее площади и рельефа. При этом методе определяются уклон местности и возможности отвода дренажной воды. Эта съемка позволяет определить степень пригодности данной площади для орошения. Оказалось, что плохо спланированная местность является причиной скудного урожая в бо́льшей мере, чем плохой дренаж. Топографическая съемка позволяет определить возможное направление дрен, тип дренажной системы (откачка насосом, открытый или закрытый дренаж) и степень экономической доступности дренажной системы. Таким образом, если естественный уклон местности, конфигурация поверхности и условия отвода дренажных вод благоприятны, то дренажная система будет стоить меньше. Визуальный осмотр обеспечивает предварительные данные, а топографическая съемка служит основой при выборе способа дренажа.

§ 1. Топографическая съемка местности

Первым шагом в исследовании поверхности данной местности является тщательный анализ всех имеющихся карт и аэрофотоснимков. Сравнение старых карт с новыми часто позволяет определить направление разработки проблемы дренажа. Например, аэрофотоснимки, сделанные в ранний период, при сравнении со снимками, сделанными в более поздний период, могут показать разницу в росте сельскохозяйственных культур. Если исследования местности проводятся на равнине, то, чтобы получить полное представление о проблеме в целом, необходимо использовать и топографические карты, и аэрофотоснимки.

Второй шаг в работе — это топографическая съемка осушаемого поля. Эта съемка необходима для пополнения данных,

полученных в результате анализа имеющихся карт. Топографическая съемка поля позволит установить систему опорных отметок, что, в свою очередь, позволит составить топографическую карту с достаточным количеством горизонталей. Полевые исследования должны обеспечить проведение всех измерений, необходимых для того, чтобы определить конфигурацию поверхности почвы данного поля. Топографическая съемка — это основа для составления карты с планом и отметками местности. Там, где речь идет о полях одной фермы, топографическая карта должна быть сделана с координатной сеткой, масштабное расстояние которой составляет около 120 м. Координатная сетка на топографической карте горной местности должна учитывать рельеф местности. Горизонтали проводятся через 0,6—1,5 м и более, в зависимости от величины площади и уклона местности. Дополнительные реперы на местности рекомендуется ставить по углам поля и в головах сбросных каналов. Реперы на поле следует устанавливать в местах внезапных «переломов» местности и у выходов дренажных линий, чтобы определить наиболее доступный путь при ремонте дренажа.

В тех местах, где дрены выходят в реки, необходимо определить уровень воды. Если речь идет о дренаже в прибрежных районах, необходимо определить влияние приливов на подъем уровня воды и на сток дренажных вод. Результаты топографической съемки должны быть показаны на картах в плане и на профильных поперечниках. В то время как контурные карты являются основой проекта, профили необходимы при определении глубины закладки дрен, уклона и прямолинейности их укладки.

Данные топографической съемки должны быть всесторонне проверены. Конфигурация поверхности почвы может указать на подпочвенный путь потока воды, образовавшегося в результате чрезмерной фильтрации. Впезапные изменения уклонов, насыпей, аллювиальных отложений, старых речных русел, каналов или естественных дренажных путей — все эти факторы влияют на решение задачи дренажа. Размещение источников воды, заброшенных колодцев и т. п. также может оказаться ключом к решению задачи.

2. ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЧВЫ

В исследовании проблемы дренажа наиболее важным шагом является тщательное исследование почвенного слоя, его расположения, толщины и физических характеристик различных подстилающих пород. Ни одна дренажная система не может быть хорошо спроектирована без знания профиля почвы и характеристик подпочвенных слоев. Основные задачи этого исследования

следующие: 1) определить тип почвы; 2) найти толщину различных слоев; 3) узнать, являются ли слои непрерывными или они прерываются, а также узнать, имеется ли между ними связь; 4) выявить, как слои располагаются по отношению друг к другу и по отношению к поверхности почвы.

Следует подчеркнуть, что исследования почвы для целей дренажа так же важны, как исследования, выполняемые при строительстве оснований плотин или бетонных водосливов.

§ 1. Обзор имеющихся данных

Прежде чем приступить к полевым исследованиям на какой-либо ферме или в определенном районе, инженер должен просмотреть все данные, имеющие отношение к задаче, которую ему предстоит решить. Это могут быть сведения о почвах, о бурении, а также журналы проходки колодцев. Журналы проходки колодцев регистрируются местными органами управления или Геологической службой штата. Другие рекогносцировочные наблюдения делаются на каналах, реках, открытых углублениях или карьерах для добывания гравия и песка. В технических докладах Геологической службы США часто можно найти описание исследований, проведенных в интересующем вас районе. В этих докладах обычно дается характеристика глубоких подстилающих слоев, которые очень важны для решения задачи дренажа. На проектирование дренажной системы влияют также данные о гравийных руслах рек, о глубине залегания подстилающей породы и о слоях сланцеватой глины.

§ 2. Полевые измерения и наблюдения

Бурение грунта следует производить с учетом всех данных, имеющихся по этому вопросу. Бурить скважины следует в тех местах, где можно получить сведения, которые дополнят уже имеющиеся. Там, где этих данных нет или их очень мало, бурение следует проводить по координатной сетке, чтобы охватить как можно большую площадь при минимальном количестве буровых скважин. Часто возникает необходимость в бурении дополнительных скважин для получения нужных сведений. Топографические характеристики местности, такие, как каналы, дрены, поверхностный сток, насыпи, влияют на размещение скважин. Например, если необходимость дренажа возникает по причине филь-

трации из канала, один или два ряда скважин, расположенных под прямым углом к каналу, позволят определить место, где следует расположить дрену, предназначенную для перехватывания стока. Координатную сетку межгорных впадин обычно ориентируют по доминирующему уклону. Координатная сетка должна охватывать не только дренируемую площадь, но также и примыкающие к ней участки.

Эта сетка удобна для графического нанесения профилей, так как скважины обычно располагаются по прямой линии и могут быть легко сориентированы.

§ 3. Буры и трубки для взятия образцов почвы

Имеется много типов буров, которые используются для бурения почвы. Многие из них описаны Израэльсеном (1950). Обычным типом бура является разведочный (столбовой) бур. Для бура имеются головки диаметром 50, 100 и 150 мм, которые могут взаимозаменяться на одном и том же валу. На этот вал можно ставить удлинители, которые позволяют брать пробы грунта с глубины 6—9 м. Для сохранения ненарушенного почвенного образца рекомендуют использовать разведочный бур бóльшего размера, так как головка бура ковшового типа может извлекать сравнительно большое количество грунта. В условиях влажного грунта головка разведочного бура более практична, чем небольшие нарезные головки. Для специальных почвенных условий были разработаны различные модификации разведочных буров (рис. 199). «Садовый» бур является одной из таких модификаций. Этот бур имеет цилиндрическую головку диаметром 100 мм и длиной 250 мм с двумя режущими лопастями, закрепленными в ее нижней части. Садовый бур предназначен для песчаных почв.

Имеются также различные типы винтовых буров, которые используются для бурения почвы. Обычный почвенный бур длиной 1,5 м имеет винтовую головку диаметром 25 мм с нарезкой. Этот бур используется для взятия проб с небольшой глубины. Подобные буры с удлиняемым валом используют для бурения почвы на глубину до 6—9 м. Другой вид бура с нарезной головкой, так называемый голландский бур, имеет нарезку и цилиндрический стакан для выемки грунта из скважины. Этот бур успешно применяется на мелкотекстурных почвах и легко очищается.

В продаже имеется целый ряд механических буров. На рисунке 200 показан мобильный бур, который складывается на платфор-

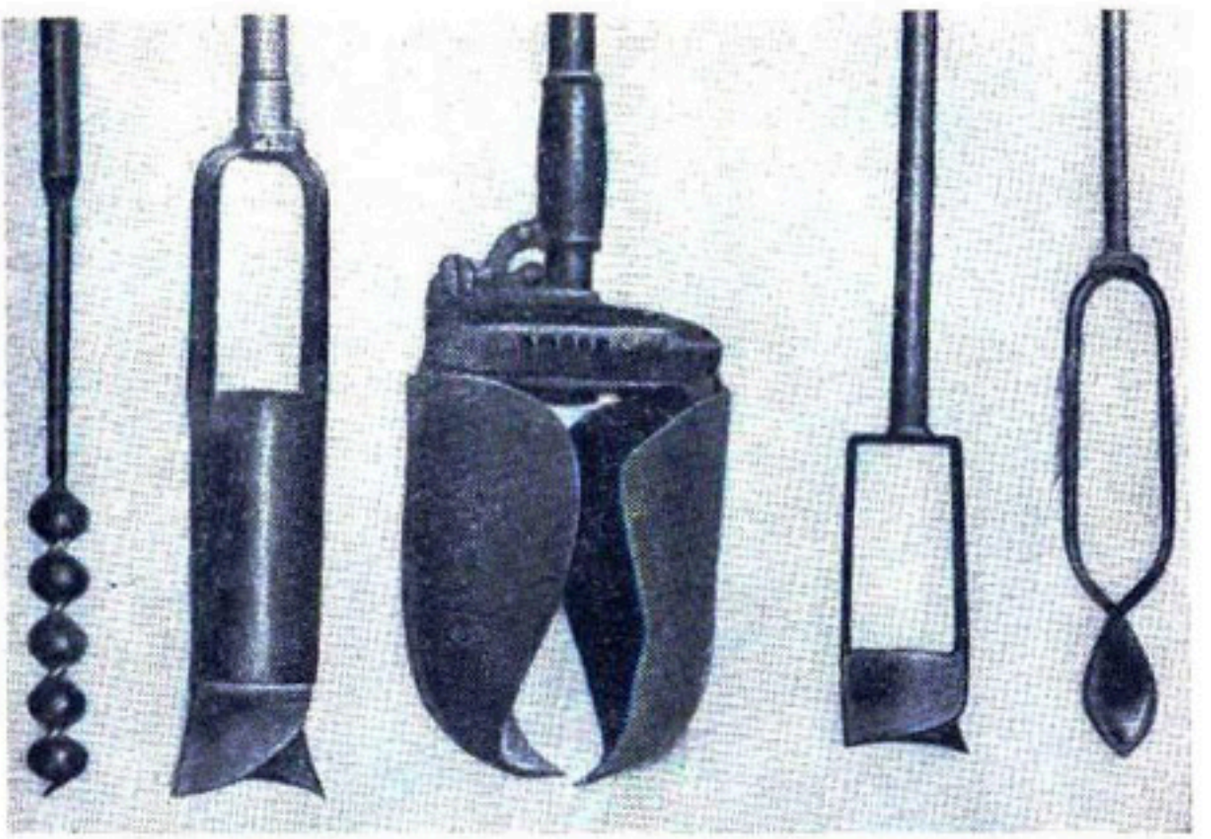


Рис. 199. Буры, используемые для взятия проб грунта (слева направо):
1 — винтовой бур; *2* — садовый бур; *3* — бур для рытья ям под столбы; *4* — модифицированный садовый бур; *5* — голландский бур.
При проведении дренажных работ лучшими являются буры *1*, *4*, *5*, так как они хорошо работают во влажном грунте.

ме пикапа. Этот бур оборудуется четырехтактным бензиновым двигателем мощностью 3 или 6 л. с., который монтируется непосредственно над приводным валом. Этот бур бурит почву на глубину 3 м.

Применение буров ограничивается следующими факторами:

1. Затруднения при исследовании маломощных слоев; трудно различать слои песка, ила или глины толщиной 50 мм и менее.

2. Возможность загрязнения почвенных образцов в верхней части скважины.

3. Нарушение естественной структуры почвы, что препятствует визуальному наблюдению мельчайших почвенных частиц.

4. Трудности при бурении насыщенных песчаных почв: при подъеме бура песок часто высыпается обратно в скважину.

Если почвенные образцы необходимы для анализа их физических свойств, а также для других анализов в лабораторных условиях, то буры для взятия почвенных образцов оказываются непригодными. Имеется несколько типов недорогих трубок для взятия ненарушенных образцов почвы. Веймейер (1929) модифицировал трубку Кинга для взятия почвенных образцов-колонок. Дополнительные приспособления к этой трубке, сделанные Тейлором

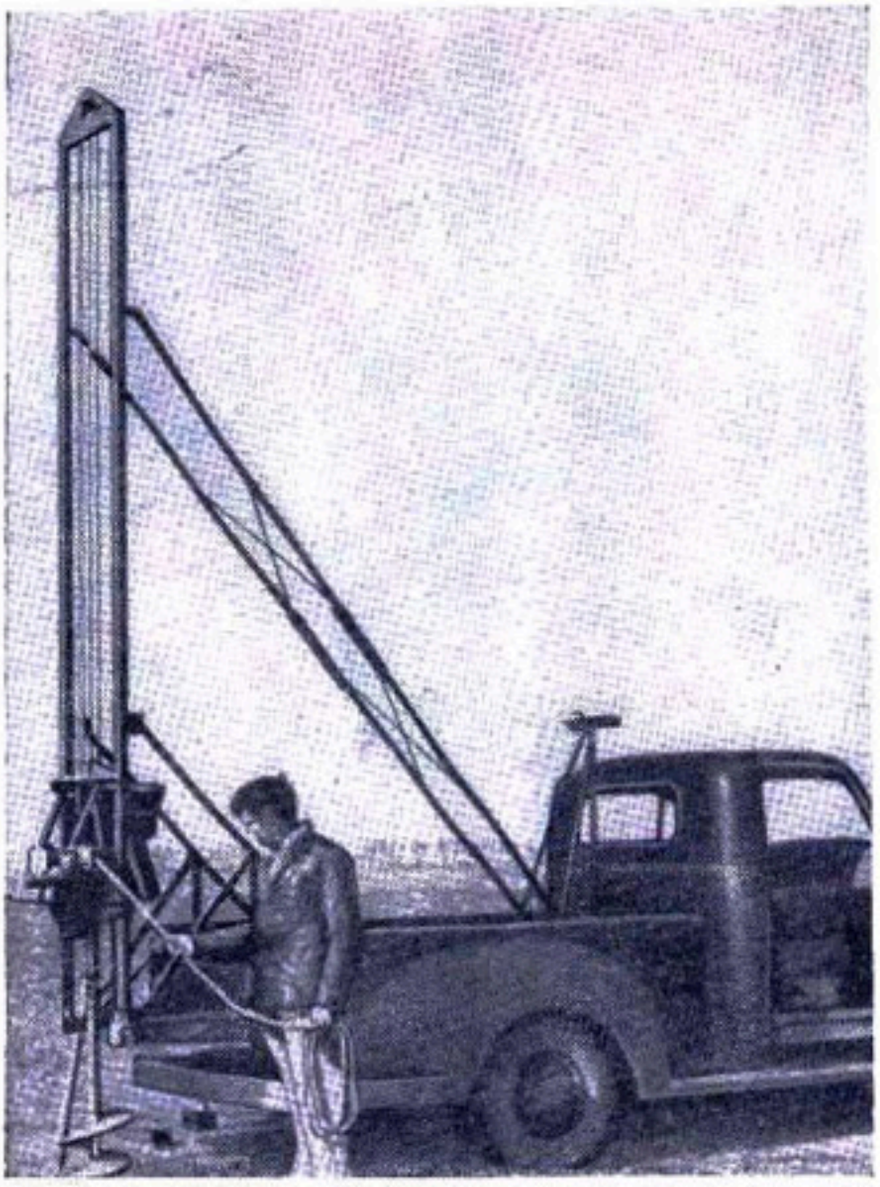


Рис. 200. Механический бур диаметром 305 мм, оборудованный двигателем мощностью 6 л. с. Бур имеет валы-удлинители, позволяющие брать образцы с глубины до 3 м.

и Блайни (1931), позволили использовать сжатый воздух для введения этих трубок в грунт. Эти приспособления обеспечивают погружение трубки с заостренным торцом вертикально в почву и позволяют наращивать эту трубку отрезками длиной 0,15 или 0,3 м. Почвенная колонка при извлечении из грунта остается в трубке, а затем вынимается из нее. Этот способ взятия почвенных образцов позволяет составить довольно точное представление о структуре и других физических свойствах почвы. Малый диаметр почвенных колонок (обычно 25 мм) является препятствием для проведения лабораторных опытов по определению водопроницаемости почвы.

Для взятия почвенных образцов на глубине 750 мм используется прибор, созданный Лютцем и др. (1947), а также сходное

устройство, разработанное Уландом и О'Нилом (1951). При использовании приборов такого типа для взятия почвенных образцов необходимо рыть колодец для увеличения глубины их взятия. Известен прибор Помона для взятия почвенных образцов на глубине до 3 м. Приборы Лютца, Уланда, а также приборы Помона устроены так, что почвенную колонку можно оставить в трубе и привести в лабораторию для проведения анализа. Большое значение для исследования дренажных проблем имеет глубина, с которой берутся почвенные образцы. Обычно исследуемые слои почвы находятся на глубине не более 1,5 м. Там, где почвы неглубокие и дрены должны быть установлены на небольшой глубине, как это имеет место во влажных районах, можно бурить скважины на глубину 1,5 м. При дренаже орошаемых земель инженеру необходимо исследовать дренируемые слои почвы на глубине не менее 2,7 м.

Во-первых, грунтовые воды на орошаемых землях часто содержат слишком большое количество растворимых солей. Это вызывает необходимость понижения уровня грунтовых вод на глубину от 1,2 до 1,5 м, чтобы избежать затопления корневой системы растений соленой водой. Во-вторых, уровень грунтовых вод следует удерживать на большой глубине для того, чтобы предотвратить движение этих солей вверх. Гончарные дрены следует закладывать на глубину от 1,65 до 2,4 м. В случае открытой дренажной системы дрены закладывают на глубину от 1,8 до 3,6 м. Эти обстоятельства и требуют проведения исследований грунта на большой глубине.

Киркхем (1941), а позднее Хардинг и Вуд (1942) показали, что движение воды в почве к гончарной и открытой дрене происходит по кривой линии[1]. Почвенные условия определяют расстояние между дренами и оптимальную глубину их заложения. Следовательно, если инженер не знает характера почвы на глубине ниже 1,5 м, он может допустить ошибку при проектировании дренажной сети, которая будет заложена в неисследованном глинистом слое на глубине 1,8 м или даже ниже этого слоя. На орошаемых площадях очень важно изучить почвенные слои на глубине 2,4—3,0 м. Там, где для дренажа устраиваются колодцы, необходимо исследовать почвенные слои по меньшей мере до глубины, на которой закладываются дрены.

Для каждой скважины должен вестись журнал проб. Записи в этот журнал лучше всего вносить во время бурения скважины. В то же самое время скважину необходимо нанести на карту,

[1] Теория движения грунтовых вод как потенциальных течений разработана в 19-м веке (Н. Е. Жуковский, Ф. Форхгеймер и др.—см. вторую часть книги).— *Прим. ред.*

чтобы впоследствии можно было бы провести границы между дренируемыми и недренируемыми почвами.

Когда бурится скважина, следует интересоваться не только структурной разностью почв, но и стараться получить следующие сведения:

1) глубина залегания поверхности грунтовых вод;
2) относительная влажность различных слоев почвы;
3) окраска почвенных частиц;
4) наличие корней, минералов и т. п.

Там, где для взятия почвенных колонок используются трубки, необходимо обращать внимание на почвенную структуру, на очень тонкие слои почвы, на направление линзовидных слоев или трещин в глинистых слоях, заполненных песком. Большой интерес представляют трещины в глинистом слое, заполненные песком, или вертикальные трещины линзовидной формы, заполненные песком, которые превращают почти непроницаемый барьер в малопроницаемый слой почвы. В песчаном слое почвы следует обращать внимание на мельчайшие линзообразные частицы ила и глины, которые препятствуют свободному движению воды.

Доннан и др. (1954) предложили хороший способ перенесения на карту данных из журнала проб и построения профиля подпочвенных слоев. Этот профиль представляет собой линию, которая образуется в результате нанесения на график показаний разрезов, взятых на целой серии скважин. Путем нанесения показаний разрезов на карту инженер может определить положение каждого слоя в его взаимосвязи с другими слоями[1].

Начертание профиля можно сделать как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Имеется много других способов описания скважин. Например, почвенные колонки изображаются различными красками, соответствующими слоям песка, ила, глины и подобных отложений.

Уровень грунтовых вод, определенный по скважинам, должен быть указан на профиле почвы, чтобы можно было определить его положение относительно почвенных слоев. Решение, какие линии на сетке скважин взять за проектные, будет зависеть от характера проблемы. В межгорных долинах необходимо провести несколько линий вниз по уклону. Это позволит определить, отдают ли водоносные слои почвы свою воду на поверхность, или, наоборот, забирают воду с поверхности. Там, где запланирована система гончарных дрен, рекомендуется определять профили вдоль каждой гончарной линии, если это возможно.

Там, где важные почвенные слои, например мелкотекстурные глины, или, наоборот, крупнотекстурные пески, имеют большую

[1] Это так называемые блок-диаграммы.— *Прим. ред.*

протяженность, полезно сделать контурную карту подпочвенного слоя. Например, если слой тяжелой глины залегает на глубине 1,2—2,4 м под легко дренируемой почвой, необходимо сделать контурную карту поверхности этого слоя глины.

§ 4. Гидравлическое оборудование для бурения грунта

Для определения последовательности залегания песчаных и глинистых слоев на глубине от 6 до 30 м лучшим оборудованием является установка для бурения почвы (рис. 201), разработанная Христиансеном (1943) и позднее использованная Реджером и др. (1950). В этой установке вода под напором подается в трубу небольшого диаметра (6—25 мм). Когда труба в вертикальном положении опускается в почву, сопротивление, которое труба встречает на своем пути, и сам вымываемый грунт являются показателем того, в какой почве проводится бурение, в глинистой или песчаной. Напор воды, а также скорость продвижения трубы в грунте используются для приближенного определения текстуры подпочвенных материалов. Разведка подпочвенного слоя на глубине свыше 6 м необходима в тех случаях, если предполагается наличие глубоких артезианских слоев. Однако применение гидравлического оборудования для бурения почвы имеет свои ограничения. Часто там, где имеются известняковые отложения или другие твердые породы, гидравлическое бурение затруднено. Если в почве имеется крупный гравий, наряду с водой для бурения необходимо использовать бентонитовую глину или специальный раствор.

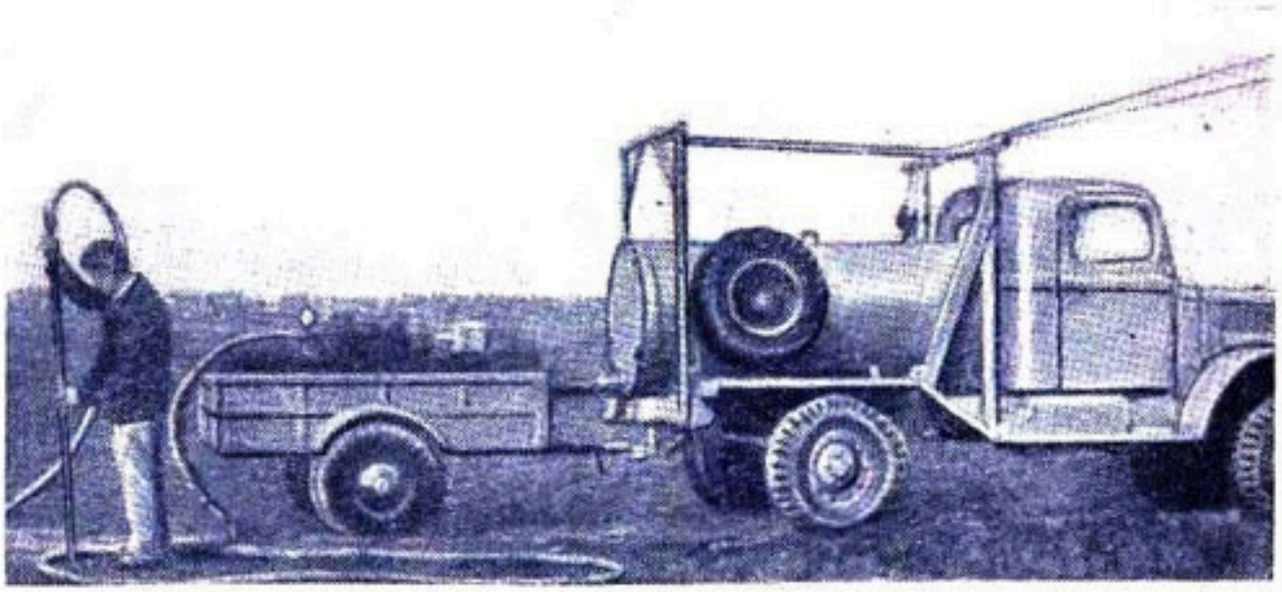


Рис. 201. Гидравлическое оборудование для установки в почву пьезометров диаметром 12,5 мм.

3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

В исследованиях, связанных с решением дренажных проблем, важное значение имеет изучение уровня грунтовых вод. Чтобы наблюдать за положением уровня грунтовых вод, в различных пунктах данного района и в различных почвенных слоях должны быть сделаны наблюдательные колодцы. Наблюдательные колодцы позволяют также решить, насколько серьезно стоит задача дренирования. Низкие урожаи и засоленность участков свидетельствуют о высоком положении грунтовых вод в данном районе. Наблюдательный колодец дает возможность получить объективные данные о положении и колебаниях поверхности грунтовых вод.

§ 1. Анализ имеющихся данных

Должны быть проанализированы все данные, полученные в результате наблюдения за колебаниями уровня грунтовых вод. Путем нанесения на график характеристик уровня грунтовых вод, изменяющихся в зависимости от количества выпавших осадков, полива, стока, откачки воды насосом или других гидрологических явлений, можно найти причину подъема или понижения уровня грунтовых вод. Обычно в районах, где возникает проблема дренажа, всегда имеются сведения о глубине залегания грунтовых вод и другие данные. Следует сделать систематический анализ этих имеющихся данных и сопоставить их с результатами последних наблюдений.

§ 2. Наблюдательные колодцы

Тип, месторасположение и число наблюдательных колодцев зависит от характера требующейся информации. Наиболее распространен обычный вертикальный колодец. Колодец, который предполагают использовать длительное время, должен быть облицован. Для облицовки могут быть использованы следующие материалы: тонкие металлические трубы, гончарные трубы и промышленные покрытия для колодцев. В таких колодцах свободная водная поверхность обычно находится в равновесии с атмосферным давлением. Для разведки на небольших участках буровые скважины могут временно служить в качестве наблюдательных колодцев. На больших площадях, где исследования предполагается проводить в течение по меньшей мере года, следует делать наблю-

дательные колодцы с бо́льшим сроком службы. Наиболее эффективной в данном случае будет решетчатая система колодцев. Если эту систему согласовать с системой исследования почвенных слоев, то это облегчит сопоставление полученных данных с данными о почве.

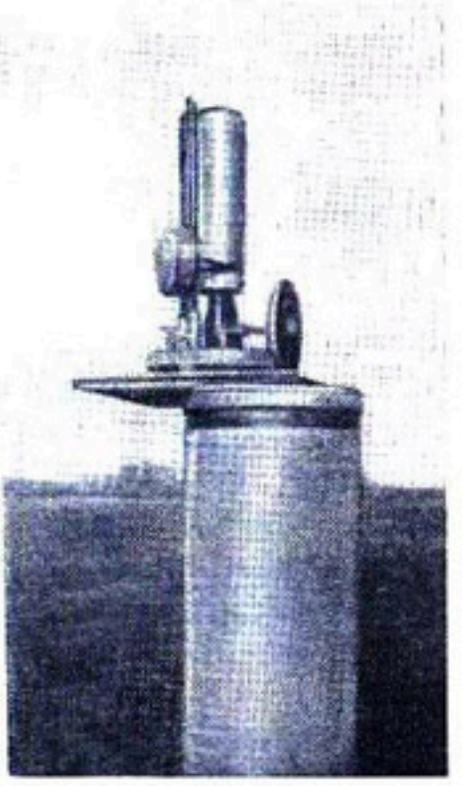


Рис. 202. Записывающий аппарат, смонтированный на наблюдательном колодце.

Наблюдательные колодцы обычно устраиваются путем опускания трубы в буровую скважину. В качестве облицовочного материала могут быть использованы трубы диаметром от 6 до 150 мм. Необходимо обеспечить свободное течение грунтовой воды в колодец и из него. Для этого необходимо дно колодца засыпать тонким слоем гравия, на который затем будет установлена труба. Снаружи труба засыпается слоем гравия выше уровня грунтовых вод. Остальная часть скважины до поверхности почвы может быть заполнена обычным почвенным материалом. Колодезная труба должна возвышаться над поверхностью почвы на 30—45 см. Труба колодца сверху прикрывается крышкой.

На рисунке 202 изображен наблюдательный колодец, оснащенный записывающим аппаратом.

§ 3. Пьезометры

Одним из приборов, широко применяемым при исследовании проблем дренажа, является пьезометр. Существует разница между пьезометром и обычным колодцем. Израэльсен и Маклоглин (1932) и Венцель (1942) дали описание пьезометра, которым они пользовались в своих исследованиях. Христиансен (1943) и Доннан и Христиансен (1944) усовершенствовали этот пьезометр, который представляет собой трубу небольшого диаметра. Эта труба устанавливается в почву так, что вода может попадать в нее только снизу. Эти наблюдения с помощью пьезометра принципиально отличаются от наблюдений, проводимых в открытой скважине или колодце. Уровень воды в колодце характеризует гидростатический напор во всем подпочвенном профиле до дна колодца. В открытой необлицованной скважине вода просачи-

вается и наполняет скважину настолько, насколько это позволяет наибольший гидростатический напор. Пьезометр показывает гидростатический напор только в нижнем его конце. Вода попадает в пьезометр только через его донную часть и не имеет выхода по всей длине трубы. Тот факт, что пьезометр может показывать гидростатический напор в любой точке почвы, открывает большие возможности. Ранние работы, проведенные Шликом (1918), показали, что грунтовые воды двигаются из района с высоким гидростатическим напором в район с низким напором. Поэтому можно графически определить направление грунтовых вод, измерив гидростатический напор в разных точках.

Если несколько пьезометров установить на разную глубину с определенными расстояниями между ними, то можно будет определить изменение гидростатического напора в разных точках и направление фильтрации. Рассмотрим пример того, как функционирует пьезометр. Пусть пьезометр установлен в середине канала или дрены, по которой течет вода. Уровень воды в пьезометре может совпадать с уровнем воды в канале, а может и не совпадать. Если уровень воды в пьезометре выше, чем в канале, то это означает, что вода просачивается в канал из нижних слоев почвы. Если уровень воды в пьезометре ниже, чем в канале, это значит, что происходит фильтрация воды из канала. Если же уровень воды в пьезометре и канале одинаков, то движение воды в вертикальном направлении отсутствует.

Использование труб малого диаметра для изготовления пьезометров вызывает необходимость применять приборы, совершенно отличные от тех, которые используются для наблюдательных колодцев большого диаметра. Доннан и Христиансен (1944) изобрели для этой цели электрический прибор для указания уровня воды. Для измерения уровня воды в пьезометрах и колодцах небольшого диаметра применяется трубка из пластмассы. Эта трубка опускается в пьезометр, и через его свободный конец, находящийся над поверхностью почвы, нагнетается воздух. Как только трубка касается поверхности воды, раздается звук, издаваемый образующимися булькающими пузырьками воды. Затем трубка извлекается из пьезометра и по нанесенным на ней делениям определяется уровень воды.

Другой прибор состоит из тонкой градуированной медной трубки, прикрепляемой к манометру зажимами. Когда открытый конец трубки опускается на водную поверхность в наблюдательном колодце, жидкость в манометре реагирует на изменение давления. По делениям трубки в верхней ее части определяется глубина, на которую была опущена трубка.

В наблюдательных колодцах и пьезометрах диаметром 12,5 мм и более измерение уровня воды обычно производится с помощью

тонкой стальной проволоки или металлической рулетки. На конце рулетки имеется сигнальное устройство, состоящее из цепочки и звонка. Когда это устройство достигает поверхности воды, раздается сигнальный звук; таким образом можно сделать очень точные замеры уровня воды.

Простота устройства, легкость установки и точность показаний — все это делает пьезометр очень эффективным прибором. Пьезометры применяются и для определения колебаний уровня грунтовых вод. В этом случае их устанавливают по одному по решетчатой схеме на всей наблюдаемой площади. На поле площадью 40 га следует установить пьезометры с интервалами 120 м. При менее «интенсивных» исследованиях на площади в несколько квадратных миль можно устанавливать пьезометры с интервалами 0,4—0,8 км. Глубина, на которую следует поместить пьезометры в грунт, определяется наибольшей глубиной залегания грунтовых вод или наличием необычного пласта в грунте, существование которого было обнаружено при бурении почвы.

Пьезометры можно использовать также для определения влияния излишка оросительной воды на уровень грунтовых вод (при проведении опытов по определению эффективности орошения). При этом пьезометры устанавливают с небольшими интервалами по направлению уклона борозды. Они позволяют быстро регистрировать подъем уровня грунтовых вод и постепенное понижение его в результате подпочвенного дренажа или водопотребления сельскохозяйственными культурами. В отличие от колодцев большого размера пьезометры занимают мало места и могут быть установлены или сняты при минимальном повреждении культур.

Чтобы получить данные о потоке грунтовых вод на участках, где определяют эффективность различных дренажных устройств или исследуют фильтрацию из каналов, в одном месте устанавливается несколько пьезометров. Они помещаются в почву на разные глубины, зависящие от глубины залегания подпочвенных пластов. При этом методе гидравлический напор измеряется в нескольких точках почвенного профиля. Затем, нанося на график линии равного напора, получают картину гидростатического напора для всего профиля почвы. Линии тока грунтовых вод обычно перпендикулярны линиям одинакового напора. Это позволяет графически изобразить картину грунтового потока.

Теоретические линии тока могут быть нанесены на карту вблизи дрен, гончарных линий, колодцев, каналов, источников — в любом месте, где необходимо проследить течение грунтового потока. Если исследователь может обнаружить, откуда поступает излишняя вода и в каком направлении она движется, он сможет спроектировать и дренажную систему для перехвата этого потока. Анализ уже построенных дренажных систем позволяет

установить, насколько хорошо они функционируют, и является ключом к улучшению существующих и строящихся дренажных систем.

4. РЕЗЮМЕ

Таким образом, ключом к исследованию дренажа являются следующие четыре основных фактора: топография, почва, уровень грунтовых вод и источник воды. Приведем несколько примеров того, как влияют эти факторы на выбор системы дренажа.

Топография местности часто подсказывает, какой тип дренажной системы является наиболее подходящим. Топографическая съемка местности может показать, что имеется недостаток в естественных стоках для дренажной воды или что данный грунт непригоден для недорогого строительства открытых дрен. Даже в том случае, когда почва хорошо дренируется, конфигурация почвенной поверхности может оказаться такой, что она не позволит обеспечить сброс дренажной воды. Там, где местность представляет собой котловину, наиболее пригодным способом дренажа является откачка воды насосом. На плоских уклонах лучше всего укладывать гончарные дрены по решетчатой системе, в то время как резкие переломы поверхности почвы подсказывают, что в данном случае следует устраивать перехватывающие дрены. «Карманы» лучше всего дренировать водоприемными колодцами. Протяженность и эффективность имеющихся каналов часто подсказывают, как лучше расположить открытые дрены.

Почвы влияют на выбор дренажной системы по-разному. Последовательность чередования проницаемых и непроницаемых слоев и способность отдельных слоев пропускать воду в значительной степени определяют тип дренажной системы. Открытые дрены, прокладываемые с интервалом 1,6 км, хорошо подходят для дренирования сильно пористой подпочвы, в то время как на мелкоструктурных почвах расстояние между гончарными дренами не должно превышать 30 м. При отсутствии дренируемого слоя на глубине 1,2—2,4 м гончарный дренаж оказывается неэффективным. Таким образом, размеры дрен и расстояние между ними, размеры и емкость дренажных колодцев, расположение и глубина водоприемных колодцев — все это зависит от результатов исследования почвы.

Глубина залегания поверхности грунтовых вод, колебания уровня этой поверхности и цикличность этих колебаний влияют на выбор дренажной системы. Например, площади, где имеется артезианский напор, очень трудно дренировать гончарными дренами. Для уменьшения этого напора нужны специальные насосы.

Движение грунтовых вод и линии тока указывают места, где может быть перехвачен фильтрационный поток.

Внимательное изучение источников воды позволяет определить количество воды, которое нужно отвести, и раскрывает природу этого источника. Там, где дождевые осадки являются серьезным фактором проблемы дренажа, важное значение приобретают открытые дрены для отвода излишков поверхностной воды. В засушливых западных районах США решением проблемы дренажа может явиться откачка воды насосами. В районах, где ощущается недостаток воды, необходимо определять ее качество. Если качество дренажной воды хорошее, использовать ее для орошения. В том случае, когда дренажная система может дать воду, пригодную для других целей, стоимость дренажа может быть значительно снижена.

Перевод Л. Ю. Морейно

ЧАСТЬ ПЯТАЯ

Выбор дренажной системы

I. ЗАВИСИМОСТЬ ПОЧВЕННО-ФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОТ ГЛУБИНЫ ОСУШЕНИЯ

Конечная цель осушения заключается в том, чтобы повысить урожай сельскохозяйственных культур и его качество, а также улучшить почву, чтобы на ней могли произрастать более ценные сельскохозяйственные культуры.

Основное назначение осушения — понизить содержание воды в верхних слоях почвы, что обычно достигается путем понижения уровня грунтовых вод. В результате этого воздух легче проникает в почву и становится более доступным для корней растений. В то же время углекислый газ, выделяемый корнями, почвообитающими организмами и в результате химических реакций в почве, может диффундировать через заполненные воздухом поры на поверхность. Оба процесса — приток воздуха и отток углекислого газа — необходимы для роста растений, а также для поддержания почвы в хорошем для сельского хозяйства состоянии.

Однако увеличение аэрации почвы означает, что вода становится менее доступной, чем это было ранее. Это обусловливается двумя причинами. Во-первых, уменьшается содержание воды в верхних слоях почвы. Во-вторых, когда содержание воздуха в почве возрастает, водопроницаемость почвы понижается. Скорость подпитывания нижележащими грунтовыми водами также понижается.

При решении вопроса о глубине, на которой должен поддерживаться уровень грунтовых вод, нужно иметь в виду, что этот уровень нельзя понижать настолько, чтобы появился недостаток воды. Следовательно, необходимо рассмотреть два граничных уровня. Верхний предел диктуется потребностью в том, чтобы к корням растений имело доступ достаточное количество воздуха, а нижний предел зависит от потребности сельскохозяйственных культур в воде. Рассмотрение этих пределов имеет также чрезвычайно важное значение при решении вопроса о том, использовать (и в какой степени) или нет колебания поверхности грунтовых вод. Необходимо заранее оговорить, что не всегда можно полностью удовлетворить обоим требованиям и часто приходится идти на компромисс.[1]

[1] А. Н. Костяковым в 1916 г. в работе «Основные элементы расчета осушительных систем; материалы, программы и методы их изучения» (Гидромодульная часть, вып. 6, М., 1916) был введен термин «норма осушения», под которым автор понимал «... глубину грунтовых вод, наивыгоднейшую при данных внешних условиях для какой-либо культуры...» (см. Костяков А. Н., Избранные труды, том I, СХГ, М., 1961, стр. 415). Им же был собран и обобщен имевшийся к тому времени материал. В дальнейшем в СССР фактические наблюдения над «нормами осушения» велись многими научно-

1. АЭРАЦИЯ ПОЧВЫ

Было выполнено большое количество исследований по определению эффективности аэрации почв, в частности, по определению минимальных требований растений в отношении аэрации корневых систем. Проблема эта очень сложная. Аэрация почв необходима также для устранения вредных веществ, например стеариновой кислоты, путем окисления. Аэрация влияет на микрофлору и почвенную фауну, а также на корневую систему растений и органическое вещество почвы. От аэрации зависит в некоторой степени и температура почвы. О необходимости удаления углекислого газа уже говорилось выше.

Митчерлих (1954) дал краткий обзор наиболее важных исследований о влиянии этих факторов на почву.

Обзор старой литературы по аэрации растений был сделан Клементсом (1921). Часто скорость образования сухого вещества определялась в зависимости от снабжения почвы воздухом и от различных условий аэрации. Более поздние исследователи больше занимались изучением физиологических и анатомических особенностей растений. Обзор этих работ был сделан Расселом (1952)[1]. Несмотря

исследовательскими учреждениями. Эти материалы можно найти в работах Б. Д. Оношко (Культура болот, СХГ, М., 1934), А. А. Черкасова (Мелиорация и сельскохозяйственное водоснабжение, СХГ, М., 1958), А. Н. Костякова (Основы мелиораций, СХГ, М., 1960), П. А. Турнаса (Сельскохозяйственное освоение болот, М.— Л., 1951). В этих работах «норма осушения» трактуется так же, как в настоящей монографии, т. е. как оптимальная глубина грунтовых вод, увеличение или уменьшение которой отрицательно сказывается на урожае сельскохозяйственных культур.

Теория и практика последних лет показали, что на окультуренных низинных болотах с мощностью торфа более 1—2 м более глубокое осушение, чем рекомендовалось раньше, приводит к увеличению урожайности всех культур (кроме трав в засушливые годы). Впервые идея глубокого осушения была выдвинута А. Д. Брудастовым (1938). Дальнейшую разработку этого вопроса и соответствующие материалы можно найти в работах Н. Ф. Лебедевича, А. И. Ивицкого и других белорусских исследователей (См. Труды Белорусского н.-и. института мелиорации и водного хозяйства, изд. АН БССР, т. 5, 1954; т. 6, 1955; т. 8, 1958, Минск), И. А. Шарова (Доклады ВАСХНИЛ, № 4, 1954), С. Г. Скоропанова (Освоение и использование торфяно-болотных почв, изд. АСХН БССР, Минск, 1961), С. Ф. Аверьянова, Д. П. Юневича, В. М. Игнатьевой (*Гидротехника и мелиорация*, № 5, 1960). Хотя вопрос этот еще недостаточно исследован, можно утверждать, что понятие «норма осушения» или «оптимальная глубина грунтовых вод» требует пересмотра, как устаревшее, по крайней мере, для условий окультуренных низинных болот при их интенсивном сельскохозяйственном использовании.— *Прим. ред.*

[1] Есть русский перевод: Рассел Э., Аэрация почвы и развитие растений, Изд. ин. лит., М., 1955. См. также Рассел Э., Почвенные условия и рост растений, Изд. ин. лит., М., 1955. — *Прим. ред.*

на большое количество экспериментальных данных, мы еще очень мало знаем о потребности растений в кислороде. Невозможно придти к определенному заключению о количестве воздуха, которое необходимо для нормального роста растений при условии, что другие факторы не ограничивают этот рост.

Прежде всего очень важным фактором, влияющим на скорость роста растения, является температура. Потребность в кислороде находится в непосредственной зависимости от температуры. Для примера на рисунке 203 показана скорость роста корневой системы хлопчатника *Gossypium barbadense* при разных температурах, когда парциальное давление кислорода в почвенном воздухе поддерживалось постоянным.

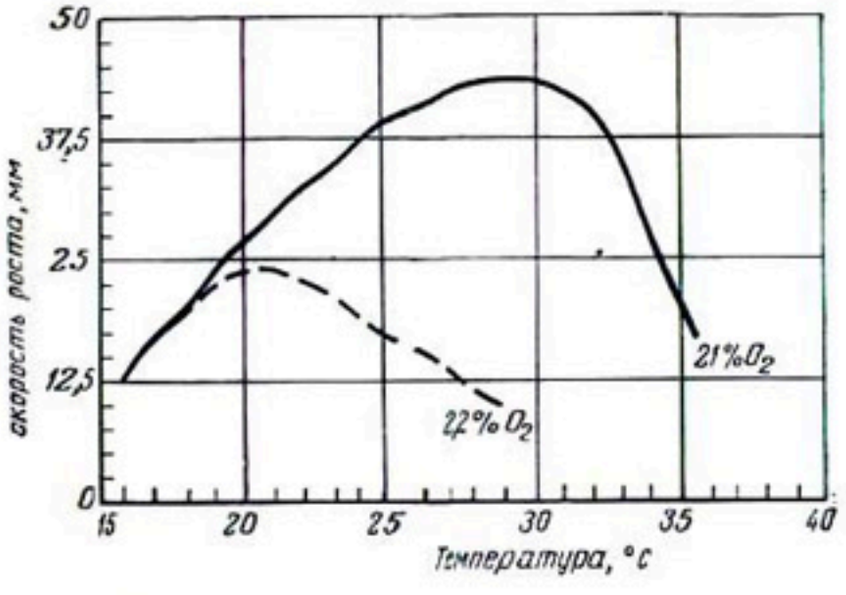


Рис. 203. Зависимость скорости роста корней хлопчатника от температуры (Кэннон, 1925).

Кэннон (1925) сравнил скорости роста корневых систем при постоянной температуре, но при разных парциальных давлениях кислорода (рис. 204). Скорость роста в атмосфере, которая содержит 21% кислорода, используется для сравнения и считается равной единице. Из рисунка видно, что различные виды растений при постоянной температуре по-разному реагируют на колебания в содержании кислорода. Аналогичное заключение сохраняет силу и в том случае, если сравнивается рост растений при постоянном парциальном давлении кислорода, но при разных температурах. Кэннон (1925) ввел понятие «наименьшей критической концентрации» кислорода при данной температуре. Это такая концентрация, при которой рост корней останавливается. «Наибольшая критическая концентрация» — это такое парциальное давление кислорода, при котором скорость роста корней является максимальной. Оба рассмотренных предела являются функцией температуры.

Нормальное развитие разных видов растений может происходить при значительно различающихся концентрациях кислорода. Для хлопчатника *Gossypium barbadense* наименьшая критическая концентрация составляет около 8% при 30° С (см. рис. 204). Некоторые растения, например горох и кукуруза, нуждаются в большем количестве кислорода. При сравнительно высоких температурах рост этих культур при концентрации кислорода 20% замедляется. С другой стороны, некоторые формы ив и риса не замедляют скорости роста до тех пор, пока концентрация кислорода не снизится приблизительно до 0,5%.

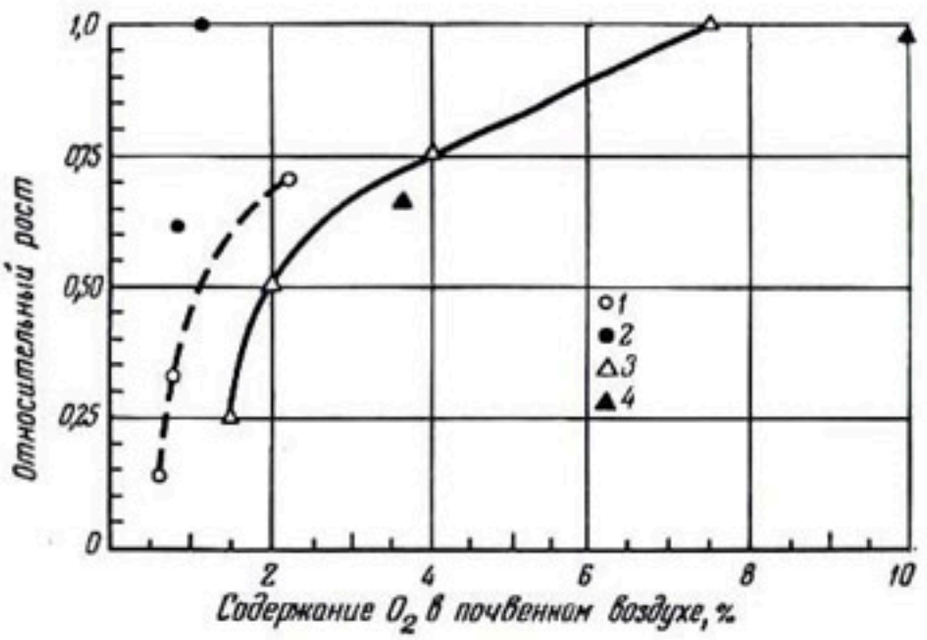


Рис. 204. Зависимость скорости роста различных видов растений от парциального давления кислорода при постоянной температуре. По Кэннону (1925): *1 — Prosopis velutina*, 20°; *2 — Citrus sinensis*, 27°; *3 — Gossypium barbadense*; *4 — Zea mays*, 17°.

Бойнтон и Ройтер (1939) установили, что корни яблонь продолжают свою деятельность при концентрации кислорода в пределах от 1 до 3%. Нормальный рост уже сформировавшихся корней происходит при концентрации кислорода, равной 5—10%. Для образования новых корней необходима концентрация кислорода, превышающая 12%. В сделанном Краузе (1931) обзоре работ русских авторов (Квасникова, Доярешко и Стоклаза) отмечается, что для образования 1 г сухого вещества требуется 1 мг кислорода. Таким образом, не представляется возможным указать одну цифру, характеризующую потребность растений в кислороде.

Концентрация углекислоты имеет не меньшее значение, чем концентрация кислорода. Относительное значение двух этих концентраций зависит от вида растений и температуры (Кэннон, 1925).

Высокая концентрация углекислоты причиняет меньший вред в том случае, если концентрация кислорода также высока (Рассел, 1952). Однако в почве сумма обеих концентраций обычно постоянна.

Последствия изменений в концентрации кислорода и углекислого газа часто становятся заметными лишь спустя продолжительный период времени, поэтому необходимо и влияние этих изменений изучать в течение достаточно длительного периода. Однако это условие часто не соблюдалось, и во многих экспериментах время опыта составляло лишь несколько дней. Кэпион (1925), Комптон и Силей, согласно Расселу (1952), указывали, что состав почвенного воздуха в вегетационных сосудах может изменяться при дыхании корневых систем. Кроме того, размеры надземной части растений, очевидно, тоже оказывают влияние на состав воздуха в почве.

§ 1. Воздушный режим почвы

Инженер должен спроектировать дренажную сеть так, чтобы обеспечить воздухом корни растений. Воздух может проникнуть в почву двумя путями: 1) с гидродинамическим течением, обусловленным разницей давлений[1], 2) при диффузии, обусловленной разницей концентраций. Разницы давлений, обусловливающие аэродинамический поток, возникают вследствие изменения температуры и атмосферных условий.

Ромел (1923) утверждает, что в верхнем 20-сантиметровом слое пахотной почвы воздух полностью заменяется в течение приблизительно 1 часа. Такая скорость замены кажется довольно высокой. Ромел (1923) и Букингем (1904) установили, что гидродинамический поток не оказывает большого влияния на урожай сельскохозяйственных культур. Следовательно, воздух в почву поступает главным образом путем диффузии. Пенман (1940а) и другие исследователи (ван Бейвел 1951; Блейк и Пейдж, 1948; Тейлор, 1949) пришли к выводу, что диффузия является главным процессом, обеспечивающим корни свежим воздухом.

Диффузия происходит через наполненные воздухом поры, так как воздух с большим трудом проникает через слой воды. Поэтому количество воды, приходящееся на единицу объема почвы, является очень важным показателем.

Хорошо известно, что пропицаемость почвы сильно зависит от соотношения количеств воды и воздуха в единице объема почвы. Такая же зависимость, очевидно, существует и для диф-

[1] Имеется в виду аэродинамическое течение.— *Прим. ред.*

фузионной константы в частично насыщенной почве. Однако эти две зависимости не идентичны, так как в формулу, описывающую процесс диффузии, и в формулу гидродинамики диаметр капиллярных пор входит с различными показателями степени.

Состав воздуха в почве изменяется с глубиной. Концентрация кислорода в почвенном воздухе обычно меньше, чем в атмосфере,

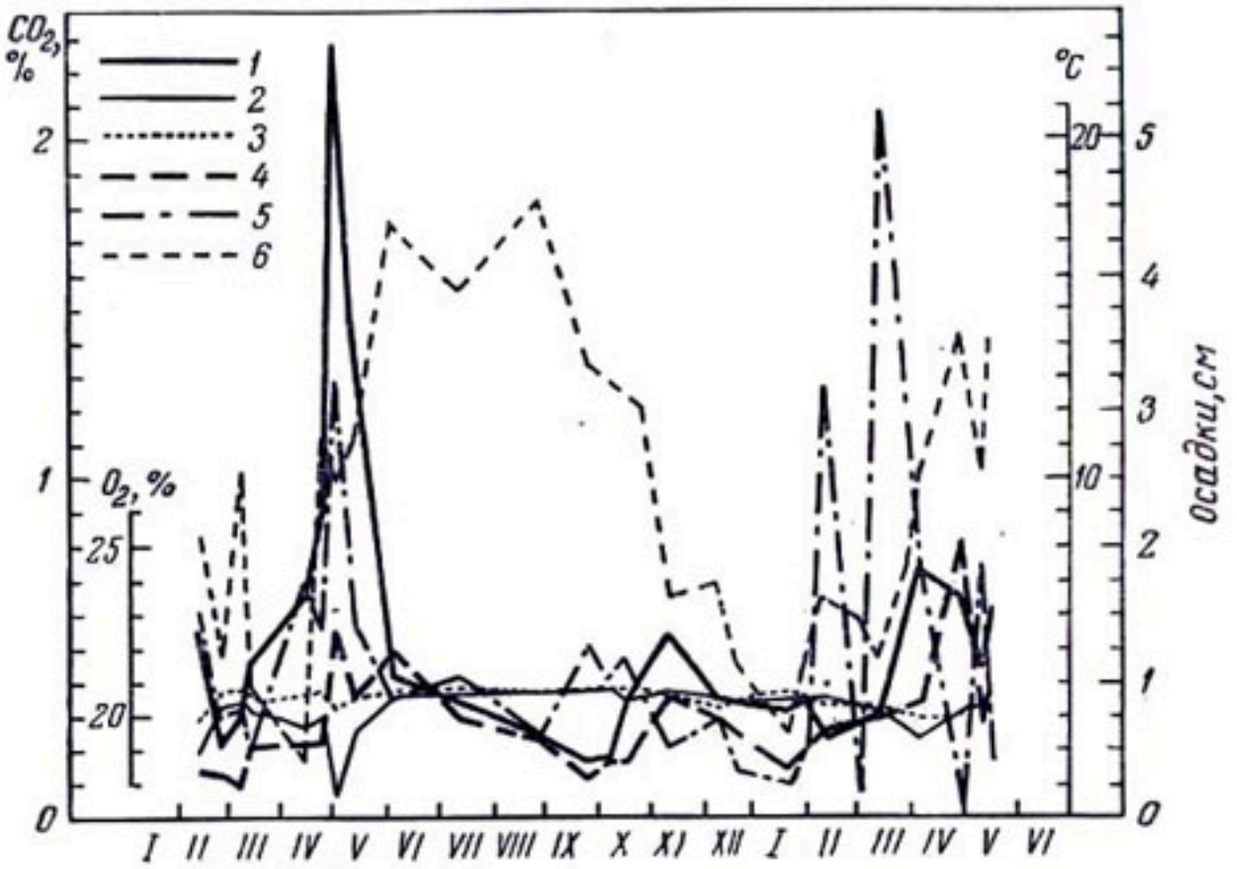


Рис. 205. Изменение содержания CO_2 и O_2 в течение года на глубине 15 см на участках, которые были засеяны пшеницей. По Расселу и Апплейярду (1913):

1 — содержание CO_2 на унавоженном участке; *2* — содержание O_2 на унавоженном участке; *3* — содержание CO_2 на неудобренном участке; *4* — содержание O_2 на неудобренном участке; *5* — осадки предшествующих семи дней; *6* — температура предшествующего дня. Римскими цифрами пронумерованы месяцы.

а концентрация углекислого газа — обычно выше (Гизеке, 1932; Букингем, 1904). Концентрация кислорода с глубиной понижается. Рассел и Апплейярд (1915) показали, что содержание углекислого газа и кислорода в течение года колеблется в широких пределах (рис. 205) и зависит от состава и количества внесенных органических удобрений. Внесение в почву удобрений повышает содержание углекислоты. Это объясняется тем, что почвенные микроорганизмы образуют больше углекислого газа, чем корни растений, особенно в верхних слоях почвы. Краузе (1931), Стоклаза (по Краузе) и Люндегард (1954) оценили относительную важность обоих факторов отношением от 2:1 до 1:1.

§ 2. Диффузия газов в почве

Диффузия газов в пористой среде происходит в соответствии с общей формулой

$$\frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = -\frac{\beta}{D}\alpha + \frac{x_a}{D}\cdot\frac{\partial p}{\partial t}, \qquad (I,1)$$

где p — парциальное давление, *мм рт. столба*;
z — глубина, *см*;
β — отношение парциального давления и массы (*мг/см*^{3}) при давлении p;
D — коэффициент диффузии, *см*^{2}*/сек*;
α — активность в единице объема почвы (количество кислорода или углекислого газа, образующегося за единицу времени в почве); эта величина имеет положительный знак, если газ образуется, и отрицательный знак в случае абсорбции газа;
x_a — доля наполненных воздухом пор;
t — время, *сек*.

В этом уравнении значение коэффициента диффузии постоянно. Фактически коэффициент диффузии зависит от содержания воды и воздуха в почве, поэтому уравнение (I,1) следует рассматривать лишь как первое приближение.

Изменения в насыщенности почвы воздухом происходят значительно медленнее по сравнению со временем, в течение которого воздух в верхних слоях почвы изменяет свой состав в результате диффузии (ван Бейвел, 1951). Это позволяет значительно упростить уравнение (I,1). Для стационарного диффузионного процесса применимо следующее уравнение:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = -\frac{\beta}{D}\alpha. \qquad (I,2)$$

Букингем (1904) определил диффузионную константу D экспериментально и нашел, что она пропорциональна второй степени той доли объема, которая наполнена воздухом. Пенман (1940а), с другой стороны, пришел к заключению, что если эта доля x_a меньше 0,7, то будет справедливо следующее равенство:

$$D/D_0 = 0{,}66x_a,$$

где D_0 — коэффициент диффузии в воздухе. Следовательно, Пенман нашел линейную зависимость величины D от величины x_a.

Де Фрис (1950) пришел к подобному выводу теоретическим путем. Он также нашел, что во влажной почве, то есть при низком значении x_a, коэффициент диффузии значительно меньше того, который обычно получается при подсчете по вышеприведенному соотношению (если воздух распределен в почве неравномерно).

Неоднородность почвы является причиной больших ошибок, которые дает упрощенное уравнение, выведенное для однородной почвы. Этим и объясняется тот факт, что Блейк и Пейдж (1948) не нашли линейного соотношения между коэффициентами диффузии в почве и в воздухе. Они пришли к заключению, что диффузии не происходит, если доля наполненных воздухом пор меньше 0,10—0,12; в опытах Букингема (1904) диффузия практически отсутствует даже при объемном содержании воздуха, равном 15%. Блейк и Пейдж ссылаются также на работу Вайна и др. (1943)

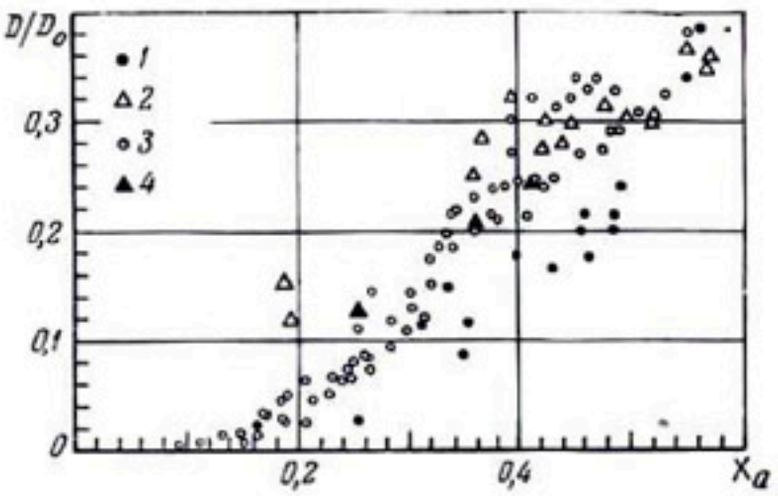


Рис. 206. Зависимость между отношением D/D_0 и долей наполненных воздухом пор x_a:

1 — темные точки: Букингем (1904); *2* — светлые треугольники: Пенман (1940а); *3* — светлые точки: Тейлор (1949); *4* — темные треугольники: ван Бейвел (1952); D_0 — коэффициент диффузии CO_2 в неподвижном воздухе; D — коэффициент диффузии в почве. Если x_a уменьшается до 0,1—0,2, то коэф. D становится равным нулю.

с почвами Тринидада, в которой указывается, что диффузией можно пренебречь при $x_a = 0{,}12$. Бавер и Фарнсворт (1940) также пришли к подобному выводу. Тейлор (1949) изучал диффузию азота в кварцевом песке, в материале, состоящем из стеклянных шариков, и в смесях обоих веществ. Он установил, что при объемном содержании воздуха менее 10% диффузия отсутствует даже в таком высокопроницаемом материале, как кварцевый песок.

Расхождение результатов Букингема (1924) и Пенмана (1940), с одной стороны, и Тейлора (1949), с другой стороны, возможно, объясняется различиями в объеме наполненных воздухом пор. Практически у Пенмана все величины x_a превышают 0,35, а у Букингема эти значения лежат выше предела $x_a = 0{,}25$. Однако у Тейлора значения x_a не превышают 0,10. Это доказывает, что диффузия практически прекращается при $x = 0{,}10$, что подтверждается и экспериментами Викоффа и Ботсета (1936), которые нашли, что гидродинамическая проницаемость для воздуха практически равна нулю, если наполненные воздухом поры занимают

менее 10% объема. Значения отношения D/D_0, полученные различными исследователями, приведены на рисунке 206.

Итак, в первом приближении можно считать, что 10% объема, который занимают поры, наполненные воздухом, есть низший предел, при котором может происходить обмен воздуха в почве. Следовательно, величина $x_a = 0{,}1$ есть то минимальное насыщение воздухом, которое должно быть получено при осушении.

Если принять, что $D = 0{,}66\, D_0 x_a$, то максимальная величина парциального давления CO_2 может быть подсчитана по нижеприведенной формуле, полученной ван Бейвелом (1951). В почве, где количество образующегося углекислого газа на единицу объема не меняется с глубиной, а доля наполненных воздухом пор также остается постоянной, парциональное давление углекислого газа определяется по формуле[1]

$$p = p_0 - \alpha H \left[-Lz + \frac{z^2}{2} \right]^2, \qquad (I,3)$$

где p — парциальное давление газа в почве, *мм ртутного столба*;

p_0 — парциальное давление газа в воздухе (для углекислого газа оно равно 0,228 *мм*);

α — активность, *мг/см³ · сек*;

$H = \frac{\beta}{D} = \frac{\beta}{0{,}66\, D_0 x_a}$;

L — максимальная глубина, на которую может проникнуть газ, *см*;

z — глубина, *см*.

Согласно Ромеллу (1923), в пахотных почвах при температуре 15° С образуется от 13,2 до 19,8 г/м² углекислого газа в сутки. Принимая эту величину равной 15 г/м² в сутки при температуре 20° С, получим:

$$\alpha = 1{,}736 \cdot 10^{-5};$$

$$\beta = 406;$$

$$D = 0{,}66\, D_0 x_a = 0{,}66 \cdot 0{,}106 \cdot 0{,}1.$$

На рисунке 207 показано вычисленное распределение CO_2 в почвенном профиле. Графики построены при предположении, что диффузия прекращается на глубине 30, 60, 90 и 120 см соответственно. В действительности величины α и H изменяются с глубиной. Величина α с глубиной обычно уменьшается, но величина H будет возрастать, если доля наполненных воздухом пор умень-

[1] Формула (I,3) получена интегрированием выражения (I,2) при следующих условиях: $z = 0$, $p = p_0$, $z = l$, $\frac{\partial p}{\partial z} = 0$. — *Прим. ред.*

шается. Это соответствует действительности, если поверхность грунтовых вод находится на некоторой средней глубине. При построении графиков принималось соотношение $D = 0{,}66\ D_0 x_0$ и считалось, что CO_2 образуется во всем слое определенной толщины, а ниже этого слоя образование CO_2 равно нулю. Цифры

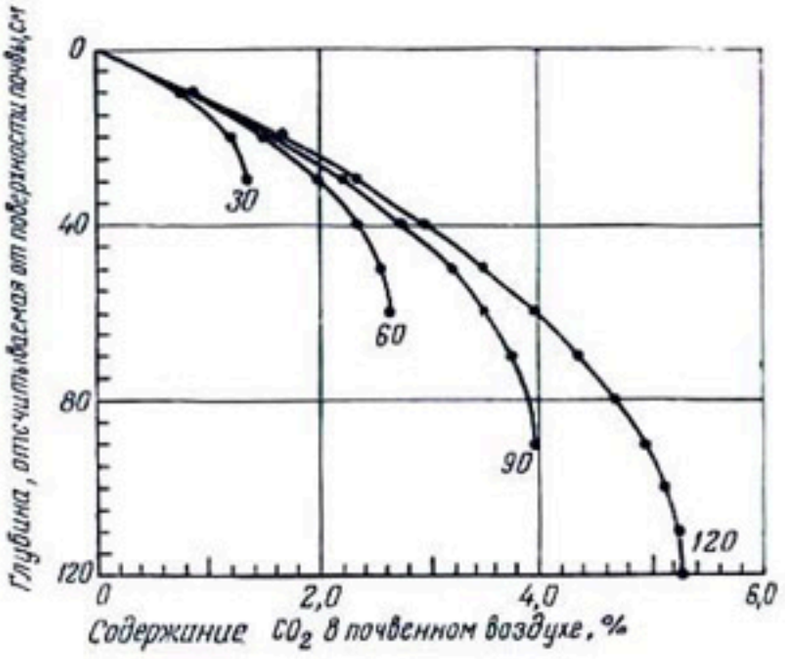


Рис. 207. Максимальное процентное содержание CO_2 на различных глубинах, подсчитанное по формуле $p = p_0 - aH(-Lz + z^2/2)^2$. По ван Бейвелу (1951).

около кривых обозначают толщину слоя, в котором образуется CO_2. Было принято, что доля наполненных воздухом пор x_a равна 0,1, температура равна 20° С, а скорость образования CO_2 равна 15 г/м² в сутки. Кривые рисунка 207 в грубом приближении показывают возможное содержание CO_2 в почве. Блейк и Пейдж (1948) нашли, что содержание O_2 в глине на глубине 0,9 м равно 17,5%. Эта цифра соответствует содержанию CO_2, равному 3,5%. Они нашли, что содержание CO_2 под различными сельскохозяйственными культурами одинаково (под кукурузой, люцерной, мятликом и хлебными злаками).

Букингем сообщает, что в иловатом суглинке под кукурузой содержание CO_2 на глубине 15 см достигало 1,2%. Согласно Расселу и Аппилейярду, среднее содержание CO_2 на глубине 15 см составляет 0,4—0,6%. Эти цифры мало расходятся с цифрами, полученными из уравнения (1,3).

Конке (1946) использовал термин «предел воздушной пористости» для того, чтобы различать большие поры, которые легко дренируются и имеют большое значение для аэрации, и мелкие поры, которые дренируются более медленно. Он считает, что для аэрации

важны такие поры, которые не удерживают воду при давлении всасывания, десятичный логарифм которого (pF) больше 1,7. Здесь давление всасывания выражается в см водяного столба, по Скофилду (1935). Обозначим этот логарифм буквами pF. Величина среднего давления всасывания при увядании соответствует логарифму $pF=4{,}2$. Однако, согласно Ричардсу и Уодлею, разные растения имеют разные точки увядания. Таким образом, из пор больших размеров вода уходит, когда логарифм pF находится в пределах от 0 до 1,7, что соответствует давлению всасывания, равному 50 см водяного столба.

Если уровень грунтовых вод понизить до глубины 90 см, то вода уйдет из пор верхнего слоя почвы глубиной 40 см, который является корневой зоной большинства сельскохозяйственных культур, выращиваемых на осушаемых землях. При глубине осушения, равной 0,6 м, доступными для воздуха будут только верхние 10 см почвы. В большинстве случаев такой аэрации недостаточно.

Значение pF, равное 1,7, не может быть принято в качестве эталона. В песчаной почве при этом значении логарифма pF достаточное количество пор оказывается пустым, чего нельзя сказать о глинистых почвах. Лучше вместо логарифма pF использовать в качестве критерия величину x_a (доля наполненных воздухом пор), которая в разных почвах соответствует разным значениям pF. Пейн (1952) определил долю наполненных воздухом пор в верхних слоях почвы в течение вегетационного периода различных культур (табл. 33).

Таблица 33

Доля наполненных воздухом пор при полевой влагоемкости, указанная для различных почв. По Пейну (1952)

Автор	Место	С.-х. культура	Климат	x_a	
Подер	Алабама	Хлопчатник	Теплый, влажный	0,30—0,40	п. к.
Пейдж и др.	Огайо	Кукуруза	Влажный	0,27	о. п.
Доярепко	Москва	—	Влажный	0,25—0,30	п. к.
Аизитс	Рига	Горох, свекла	Влажный	0,15—0,30	п. к.
Квасников	Куйбышев	Просо, пшеница	Полузасушливый	0,20	п. к.
Копецкий	—	Сахарная свекла	—	0,15—0,20	м. а.
Бавер и др.	Огайо	Сахарная свекла	Влажный	0,12	п. к.
Копецкий	—	Зерновые	—	0,10—0,15	м. а.
Аизитс	Рига	Овес, ячмень	Влажный	0,5—0,7	п. к.

Примечание. п. к. — некапиллярные поры; о. п. — общая пористость; м. а. — минимальная аэрация капиллярных пор.

Пейн отмечает, что все наблюдения проводились на небольших участках, а методика наблюдений описана недостаточно четко. Кроме того, все эти наблюдения проводились в верхних слоях почвы. Более глубокие слои не принимались во внимание. Следовательно, этих наблюдений недостаточно для того, чтобы определить наименьшую допустимую величину доли наполненных воздухом пор x_a. Бавер приводит значения некапиллярной порозности, под которой он понимает долю наполненных воздухом пор при полевой влагоемкости, то есть при $pF = 2{,}7$, что соответствует давлению всасывания 500 см вод. столба (табл. 34).

Таблица 34

Некапиллярная порозность при полевой влагоемкости в различных почвах. По Баверу (1948)

Тип почвы	Содержание воздуха, % от объема
Пловатый суглинок	13—15
Глина I	12—15
Глина II	6,8
Суглинок	11,0
Песчаный глинистый суглинок	9—13
Глина	11,5
Пловатый суглинок	10,0
Кварцевый песок	22,0

Столп и Вестерхоф (1954) в таблице 35 приводят показатели, при которых урожай некоторых культур оказывается наибольшим.

Таблица 35

Взаимосвязь между типом почвы, давлением всасывания и долей наполненных воздухом пор при максимальном урожае некоторых сельскохозяйственных культур. По Столпу и Вестерхофу (1954)

Культура	Тип почвы	Давление всасывания, см водного столба	x_a
Картофель	Песок	200	0,20
Салат	Песок	400	—
Томаты	Песчаный суглинок	100	0,20
Злаковые травы	Глина	100—200	—

Следует подчеркнуть, что картофель и томаты не дали максимального урожая, который, очевидно, можно получить при

более низком значении величины x_a. Содержание воздуха, равное 20% от объема, не ограничивает рост этих культур.

Данные, приведенные в таблице 34, получены при давлении всасывания 500 см водяного столба. Если максимальный рост наблюдается при давлении всасывания 100—200 см водяного столба, то можно заключить, что необходимое содержание воздуха в почве должно составлять немногим более 10% от объема. Это хорошо согласуется с данными, полученными Копецким (табл. 36).

Таблица 36

Минимальная величина доли наполненных воздухом пор для различных культур.
По Копецкому (Гизеке, 1932)

Культура	x_a
Злаковые травы	0,06—0,10
Пшеница	0,10—0,15
Овес	0,10—0,15
Ячмень	0,15—0,20
Сахарная свекла	0,15—0,20

§ 3. Обобщение результатов

Обобщая результаты экспериментов по изучению потребности сельскохозяйственных культур в воздухе, можно сказать, что содержание воздуха, равное 10% от объема почвы, является нижним пределом для большинства сельскохозяйственных культур, которые выращиваются на осушенных землях. Следовательно, уровень воды должен поддерживаться на такой глубине, чтобы такое содержание воздуха обеспечить в верхнем слое почвы, особенно в начале вегетационного периода. В период роста, когда влагосодержание уменьшается, глубина залегания слоя, в котором $x_a = 0{,}1$, увеличивается (глубина корнеобитаемой зоны соответственно увеличивается).

Из вышеприведенной литературы видно, что содержание воздуха, равное 0,1, не следует считать точно установленным пределом, ниже которого рост корней прекращается. Описанные ниже методы могут помочь получить более надежные результаты, поскольку представляется правильным считать, что различные сельскохозяйственные культуры имеют неодинаковые требования в отношении предельного содержания воздуха в почве.

2. ПОТРЕБНОСТЬ С.-Х. КУЛЬТУР В ВОДЕ

Гораздо легче определить потребность растений в воде для оптимальных условий роста, чем оценивать «потребление» кислорода или образование углекислого газа в подпочве. Это объясняется тем, что бо́льшая часть воды, расходуемой растениями, используется на транспирацию, поэтому можно подсчитать наибольшее количество воды, которое может испаряться листьями.

Действительно, для превращения одного грамма воды в водяной пар при 20° С необходимо 585 калорий (скрытая теплота парообразования). Тепловой баланс у поверхности растительного покрова дает возможность по имеющейся энергии подсчитать наибольшее количество воды, которое может быть испарено. В действительности транспирация может быть значительно меньше расчетной из-за регулирования расхода воды самими растениями, из-за недостатка воды или из-за других причин.

В настоящее время в дополнение к расчету теплового баланса мы должны пользоваться эмпирическими зависимостями, чтобы определить действительную транспирацию. Даже при подсчете теплового баланса используется несколько эмпирических констант, и, следовательно, расчет действительной транспирации является приблизительным. Однако сам метод является достаточно обоснованным и может быть использован для определения максимальной глубины осушения. Возможно, этот метод в ближайшем будущем будет усовершенствован в результате дальнейших исследований в области физиологии растений и физики почвы и атмосферы.

Водный баланс относительно поверхности почвы за произвольный отрезок времени выражается следующим равенством:

$$P + \Delta S + I = E, \qquad (I,4)$$

где P — осадки;

ΔS — разница запасов воды в почве в начале и конце вегетационного периода;

I — приток воды;

E — количество воды, потерянной в результате испарения ее почвой и транспирации растениями.

Все величины в этом равенстве имеют одинаковую размерность (толщина слоя воды в сантиметрах). Приток I может быть обусловлен капиллярным поднятием воды из более глубоких слоев или орошением, но он может явиться результатом и других причин. Отрицательное значение I соответствует стеканию воды с водной поверхности, например, при осушении или поверхност-

ном стоке. Если мы принимаем общий термин, принятый в биологии, то общее количество воды, испарившейся с почвы, с капелек на растениях и с устьиц растений, будет называться суммарным расходом на испарение и транспирацию (эвапотранспирация). Для наших целей нет необходимости делать различия между испарением и транспирацией.

Количество воды, задержанной в растениях или израсходованной на образование сухого вещества, в уравнении (1,4) в расчет не принимается, так как это количество значительно меньше % от общего потребления воды большинством сельскохозяйственных культур.

В частности, термин потенциальная эвапотранспирация (*P. E.— Potential Evapotranspiration*) используется для обозначения общего количества воды, которая испаряется с поверхности растений, обильно снабжаемых водой, и с почвенной поверхности в случае, когда растения не полностью покрывают поверхности почвы (Торнтвейт, 1948; Пенман, 1948). Растение не будет ощущать недостатка в воде, если оно какое-то время будет получать количество воды, равное суммарному расходу воды на эвапотранспирацию *P. E.* Таким образом, если поверхность грунтовых вод поддерживается на такой глубине, что вода в почве, приток воды и осадки в сумме равны *P. E.*, растения не будут ощущать недостатка в воде. С другой стороны, опыт показывает, что эта сумма может быть даже несколько меньше величины *P. E.* Поэтому был подобран эмпирический коэффициент, позволяющий определить допустимую недостачу воды и сравнить ее с величиной *P. E.* Этот коэффициент, вероятно, изменяется с изменением климатических условий. Найдено, что в условиях климата Голландии он равен 0,75, т. е. 0,75 *P. E.*

Следовательно, разумный предел глубины осушения определяется, исходя из следующего. Сумма воды, которая накопилась в почве и становится доступной растениям в течение вегетационного периода, воды, поступающей при осадках, и притока должна равняться величине *P. E.*, умноженной на некоторый эмпирический коэффициент, меньший единицы. Возможно, было бы лучше выражать допустимый недостаток воды в сантиметрах слоя воды, а не выражать его как долю величины *P. E.* Если недостаток воды выразить в сантиметрах (рис. 208), то он для картофеля не должен превышать 10 см (ван Дуин и Шолте Убинг, 1955).

Здесь критерий величины *P. E.* берется для всего вегетационного периода. Из-за изменений погоды от года к году величина *P. E.* будет также изменяться, поэтому мы должны выбрать глубину осушения так, чтобы в годы со «средними» погодными условиями недостаток воды не наблюдался или бы ощущался не чаще, чем 1 раз

в 5 лет (можно использовать и другой подобный статистический принцип).

Иногда невозможно поддерживать рассчитанный предел осушения таким, чтобы содержание воздуха в почве около поверхности не снижалось ниже 10% от объема. Поэтому бывает необходимо понизить уровень грунтовых вод, что приводит к недостатку воды и заставляет прибегать к орошению. Другим решением

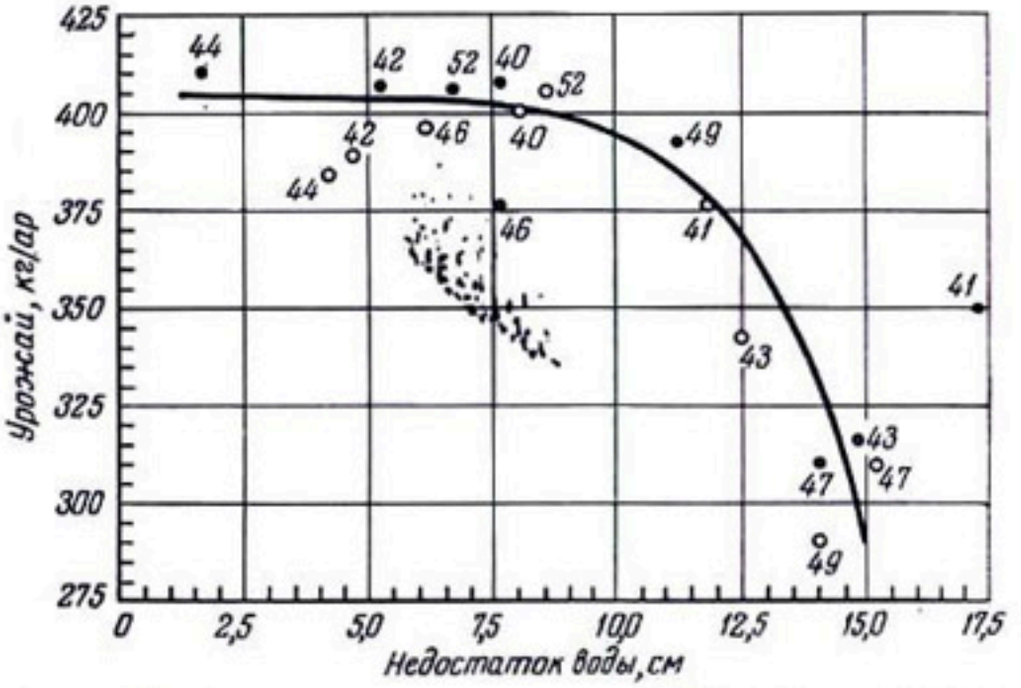


Рис. 208. Зависимость урожая картофеля от недостатка воды. По ван Дуину и Шолте Убингу (1955). Цифры около точек указывают годы опыта (1941—1952). Недостаток влаги определяется как разность между величиной *P. E.* и количеством доступной влаги.

вопроса может быть отбор сельскохозяйственных культур с более глубокой корневой системой.

Кроме того, при определенных климатических условиях может возникнуть угроза засухи. В таком случае упомянутый выше критерий следует относить не ко всему вегетационному периоду, а только к этому критическому периоду.

Эти примеры могут служить иллюстрацией того, что при применении вышеуказанного критерия следует обращать внимание на все особенности рассматриваемой задачи.

Однако основной принцип сводится к тому, чтобы поддерживать, когда это возможно, поверхность грунтовых вод на такой глубине, чтобы в результате осушения не ощущался недостаток воды.

Теперь рассмотрим величины, приведенные в уравнении (I,4),— каждую в отдельности.

§ 1. Осадки

Об осадках следует сказать немногое. Если они в течение вегетационного периода распределяются неравномерно, то расчет глубины осушения должен, очевидно, основываться на водопотреблении в течение того периода, когда будет ощущаться недостаток воды. Необходимо обратить внимание и на то, что из-за поверхностного стока в сельском хозяйстве может быть использована только часть осадков.

§ 2. Доступная вода в почве

Глубина залегания поверхности грунтовых вод непосредственно связана с количеством доступной воды в почве. Кривая поглощения влаги почвой (кривая сорбции) используется для определения зависимости содержания воды в почве от высоты z над поверхностью грунтовых вод. Кривая сорбции влаги почвой указывает количество воды, которое может удерживаться определенной почвой при различных величинах давления всасывания, выраженного в сантиметрах водяного столба.

Если равновесие установлено, то можно считать, что сосущая сила, соответствующая столбу воды высотой z, действует на высоте z, отсчитываемой от поверхности грунтовых вод, и почва осушается до этого предела.

Кривые сорбции влаги, построенные для тяжелой глинистой почвы и для песчаной почвы, содержащей около 5% гумуса, представлены на рисунке 209, *а*.

Влагосодержание, при котором наблюдается завядание на глинистой почве, составляет 14% от объема на глинистой почве и 10% от объема на песчаной почве. Давление всасывания, соответствующее величине $pF = 4{,}2$, считается пределом, при котором растения еще могут извлекать воду из почвы (точка увядания).

Кривая сорбции для глинистой почвы использовалась при построении графиков на рисунке 209, *б*, на котором поверхность грунтовых вод находится на глубине 100 (*1*) и 150 *см* (*2*) соответственно. То количество воды, которое находится слева от вертикальной штриховой линии 0,14, является недоступным для сельскохозяйственных культур, а площадь $ABCD$ изображает доступную влагу. В случае понижения поверхности грунтовых вод кривая AB опускается вниз. Она перемещается вверх, если поверхность грунтовых вод находится на глубине, меньшей чем 100 *см*. Следовательно, количество воды, которое доступно растениям, непосредственно связано с глубиной залегания поверх-

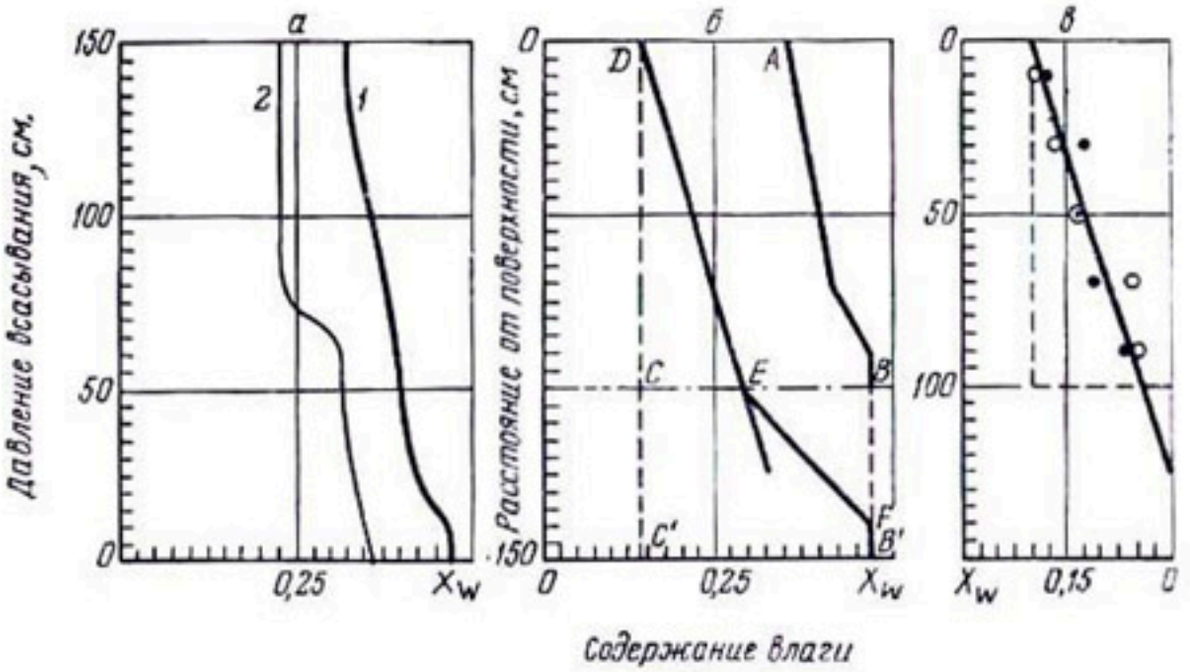


Рис. 209. Кривые содержания влаги:

а — кривые сорбции влаги, построенные для (*1*) тяжелой глинистой почвы (Ричарде, 1931) и (*2*) для песчаной почвы, содержащей около 5% гумуса;
б — схема подсчета общего количества доступной влаги в глинистой почве, когда поверхность грунтовых вод находится на глубине 100 (весной) и 150 см (осенью). Линия *AB* строится по кривой сорбции влаги. Линия *DC* показывает содержание влаги при точке увядания ($pF = 4{,}2$). Линия *DE* строится по рисунку 209, *в* и изображает максимальное поглощение влаги растениями на различных глубинах. Линия *EFB'* — содержание влаги осенью, подсчитанное по капиллярному подпитию, равному 0,2 см в день. Общее количество доступной воды на глубине 100 см представлено площадью *DEFBA*;
в — поглощение воды (начиная с 1 мая) озимой пшеницей (светлые точки) и райграсом (темные точки) в чрезвычайно сухой 1947 год. По Верховену (1953). Образцы почвы брались из слоев, находящихся на глубине 0—20, 20—40, 40—80, 80—100 см. Сплошная прямая линия показывает наибольшее количество воды, которое может быть поглощено из почвы. Обратите внимание на то, что с глубины ниже 125 см вода не поглощается.

ности грунтовых вод. То же самое можно сказать о количестве наполненных воздухом пор, находящихся у поверхности почвы. Однако было бы неправильно количество воды, соответствующее площади *ABCD*, считать максимумом величины ΔS в уравнении (1,4), так как это справедливо только в том случае, если поверхность грунтовых вод удерживается на глубине 100 см в течение всего вегетационного периода.

Опыт показывает, что большинство сельскохозяйственных культур не использует всю доступную воду в почве, к тому же корни не простираются прямо вниз до водной поверхности. Однако нет необходимости углубляться в этот вопрос, так как во всяком случае для определения доли доступной воды, поглощаемой сельскохозяйственными культурами, могут быть использованы зависимости, определенные опытным путем.

§ 3. Поглощение воды из почвы

Корневая система растений обычно лучше развита в верхних слоях почвы (Уивер, 1926; Годеваген, 1942). Это объясняется рядом причин: например, лучшей аэрацией, наличием питательных веществ, более благоприятной кислотностью и более рыхлой почвенной структурой. Очевидно, имеются и другие факторы, благодаря которым условия для роста непосредственно у поверхности оказываются лучше, чем в более глубоких слоях. Кроме того, физиологическая активность корней на некоторой глубине от поверхности может уменьшиться.

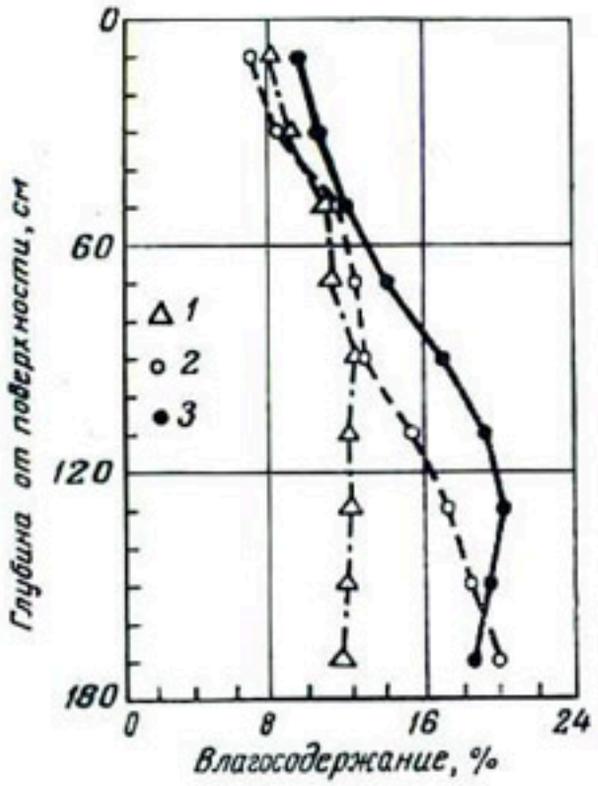


Рис. 210. Содержание влаги на различной глубине после уборки в сентябре 1949 г. люцерны (*1*), озимой (*2*) и яровой (*3*) пшеницы на участках с глинистой почвой, содержащей 20% частиц размером меньше 2μ. По Морелу и Ричеру (1953). Уменьшение содержания влаги на глубине ниже 130 см под яровой пшеницей объясняется уменьшением содержания глины.

Поглощение воды из почвы часто определяют путем взятия образцов почвы с различных глубин и в разное время вегетационного периода. Другой известный метод определения влагосодержания заключается в измерении электрической проводимости гипсового или нейлонового блока (Байюкос и Мик, 1940, 1948). Разработан также метод, основанный на изменении теплопроводности почв. Этот метод особенно подходит для почв с низким влагосодержанием (ван Дуин и де Фрис, 1954).

Морел и Ричер (1953) определяли содержание влаги в начале и конце вегетационного периода под пшеницей и люцерной (южная Франция). В засушливый 1949 г. сумма осадков с мая по сентябрь составила 5,98 см, поэтому с уверенностью можно принять, что растения взяли из почвы максимально возможное количество воды. Результаты этих работ обобщены на рисунке 210 и в таблице 37.

Как видно из рисунка 210 и таблицы 37, люцерна поглощает воду со значительной глубины в противоположность пшенице, которая усваивает воду преимущественно из верхнего слоя глубиной 1 м. В этих опытах почва в начале вегетационного периода

Таблица 37

Общее поглощение воды (см) пшеницей и люцерной в 1949 г. в южной Франции. По Морелу и Ричеру (1953)

Слой	Пшеница	Люцерна
0—1 м	9,7	7,9
1—2 м	0,8	3,8

имела полевую влагоемкость. К аналогичным выводам пришел и Атанасиу (1948).

Рейман и др. (1945) определили количество воды, остающейся в почве после того, как убран урожай кукурузы. Были получены следующие данные, которые также указывают на уменьшение поглощения воды с глубиной (табл. 38).

Таблица 38

Количество доступной воды (при $pF \leqslant 4{,}2$) 11 сентября, оставшейся после уборки урожая, выращенного на иллинойском иловатом суглинке (Рейман и др., 1945)

Глубина, см	0—22,5	22,5—45	45—75	75—105	105—135	135—165	165—195
Доступная вода, см	1,50	2,50	0,75	0,25	1,25	3,75	3,50

Данные, опубликованные Байером (1952) и Улигом (1951a, 1951b), также показывают, что хлебные злаки и другие однолетние культуры с глубины ниже 1 м поглощают очень мало воды[1]. Многолетние культуры своими глубоко проникающими корнями могут брать воду с довольно значительной глубины. Люцерна, например, может впитывать воду с глубины более 10 м. Майерс (1936), проводивший опыты в Канзасе, нашел, что соя берет воду

[1] Исследования, проведенные в СССР в последние годы, показывают, что ряд однолетних культур (в частности, озимая пшеница) могут использовать влагу из значительно более глубоких горизонтов почвы, чем 0—1 м. На этой способности сельскохозяйственных культур основаны так называемые влагозарядковые (или запасные) поливы и влагозарядковое (разовое) орошение (см., например, Н. Н. Мажаров, Зарядковое орошение, Изд. АН СССР, 1952; И. А. Шаров, *Хлопководство*, 12, 1952; О. Г. Граматикати и Е. Г. Петров, Влагозарядочное орошение, СХГ, М., 1963).— *Прим. ред.*

с глубины до 1,80 м, трехгодичный донник белый — с глубины до 4,2 м.

Согласно Браунингу (1946), отсасывание воды из горизонта от 0 до 90 см (маршальский иловатый суглинок) отличалось для люцерны, кукурузы и овса. В первом случае при давлении всасывания $pF \leqslant 4{,}2$ в почве воды не было, но в поле под кукурузой и овсом в почве оставалось в среднем 1,5 см доступной воды. В этом отношении все опыты приводят к таким выводам: 1) расходование почвенной воды растениями становится меньше с возрастанием глубины; 2) в отношении поглощения воды существует большая разница между различными сельскохозяйственными культурами.

Хорошей количественной иллюстрацией являются данные Верховена по райграсу и пшенице. Эти культуры выращивались в провинции Зеландия (Нидерланды) в течение засушливого вегетационного периода 1947 г. Поскольку имелся острый недостаток воды, можно предположить, что глинистая почва была иссушена до предела. В слое 0—20 см поглощение воды составляло 18%, а в слое 80—100 см — только 5% от объема. Цифра 18% соответствует приблизительно разнице между полевой влагоемкостью и влагоемкостью при $pF = 4{,}2$ и говорит о том, что в верхних слоях почвы была достигнута точка завядания. По данным Верховена построена прямая на рисунке 209, *в*.

Эту линию используют теперь для определения количества воды, которое действительно поглощает сельскохозяйственная культура, растущая на глинистой почве (кривая сорбции такой почвы показана на рисунке 209, *а*). Линия DE на рисунке 209, *б* проводится через точку D с таким же наклоном, как и линия на рисунке 209, *в*. Таким образом, количество воды, которое всасывается сельскохозяйственной культурой, соответствует площади $ABED$ на рисунке 209, *б*, а не площади $ABCD$, которая представляет общее количество воды, имеющейся в почве при величине pF, меньшей 4,2.

Результаты Морела и Ричера также соответствуют линии, построенной по данным Верховена, что может оправдать использование того же ее наклона для различных глинистых почв. Конечно, необходимы дальнейшие эксперименты по определению активности корней на различных глубинах и в разных почвах. Эти опыты позволят лучше обосновать метод подсчета количества воды, поглощаемой растениями. Пока такой метод не разработан, для вычисления поглощения воды из глинистых почв корнями однолетних культур может применяться описанная процедура.

В песчаных почвах содержание доступной воды часто бывает значительно меньше, чем в глине, поэтому весьма вероятно, что линия, проведенная с тем же наклоном, что и на рисунке 209, *в*

через точку на поверхности почвы, соответствующую $pF = 4{,}2$, пересечет кривую равновесного содержания влаги на глубине, находящейся в пределах корневой зоны. При таких вычислениях в расчет не принимается поглощение воды, происходящее ниже этой глубины, что является весьма неудовлетворительным с точки зрения точности результатов. Поэтому предлагается в случае, аналогичном описанному, прямую линию проводить от точки завядания ($pF = 4{,}2$) у почвенной поверхности к точке, находящейся на кривой равновесия, соответствующей нижней границе корневой зоны.

Интересны наблюдения Фрекмана и Баумана (1937), которые нашли, что приблизительно одна и та же доля воды, заключенная между полевой влагоемкостью и точкой завядания, в слое 0—80 см различных почв поглощалась пшеницей и сахарной свеклой. Эти эксперименты проводились недалеко от Берлина; поверхность грунтовых вод была значительно ниже 100 см (табл. 39).

Таблица 39

Поглощение воды в 1935 г. из почвенного слоя 0—80 см в различных почвах. По Фрекману и Бауману (1937)

Почва	Доступная влага, см	Влагопоглощение			
		пшеницей		сахарной свеклой	
		см	%	см	%
Глина	14,5	11,7	81	12,2	86
Суглинок	11,3	10,5	93	12,7	112
Песчаный суглинок	10,3	11,5	111	12,4	120
Суглинистый песок	12,1	9,8	81	10,4	86
Песок	7,4	4,0	60	4,5	66

Среднее поглощение воды для всех типов почвы составляло 80% от доступной влаги. Водопоглощение в песках могло бы быть несколько ниже, но неточность цифр, приводимых в таблице, довольно высока, о чем свидетельствуют значения водопоглощения, превышающие 100%. Из графика на рисунке 209, *в* следует, что в верхнем слое почвы глубиной 80 см происходит поглощение 72% воды, что хорошо согласуется с вышеприведенными цифрами. По данным Морела и Ричера (1953), 30, 16 и 17% от доступной воды (разница между полевой влагоемкостью и точкой увядания) из слоя 0—80 см не было взято яровой пшеницей, люцерной и озимой пшеницей, соответственно. В экспериментах Верховена поверхность грунтовых вод находилась на глубине 100 см в начале вегетационного периода и она в засушливый 1947 г., конечно, переместилась на значительно бóльшую глубину. Таким

образом, все три серии экспериментов сравнимы между собой ввиду того, что поверхность грунтовых вод не ограничивала рост корней.

Подобные эксперименты по изучению поглощения почвенной влаги яровой пшеницей, люцерной и клевером красным, а также опыты по определению потери воды под черным паром были проведены Мостинской (1953). Имеется сообщение, что были разработаны формулы, выражающие зависимость поглощения от температуры, осадков и содержания влаги в почве. К сожалению, авторы не имели возможности ознакомиться с этими материалами в оригинале.

Если поверхность грунтовых вод действительно ограничивает рост корней, то корневая зона ограничивается слоем почвы, верхней границей которого является поверхность почвы, а нижняя граница расположена приблизительно на 30 см выше уровня грунтовых вод. Это справедливо в случае кукурузы и люцерны (Эллиот, 1921, 1924; Лютин и Бианчи, 1954). Величина, на которую уровень грунтовых вод падает в продолжение вегетационного периода, имеет очень большое значение. Поскольку рост корней останавливается, когда наступает цветение хлебных злаков (Годеваген, 1942) и когда происходит образование клубней картофеля, становится понятным, что регулирование уровня грунтовых вод оказывает значительное влияние на глубину корневой зоны.

Подводя итог сказанному выше о поглощении культурами воды из почвы, можно отметить, что кривая сорбции почвы может быть использована для определения количества доступной влаги в корневой зоне, т. е. того количества воды, которое может быть удалено из почвы при сосущей силе, меньшей, чем сосущая сила, соответствующая точке завядания $pF = 4{,}2$. Однако не вся доступная вода поглощается растением. Предложено 2 метода для подсчета действительного поглощения влаги. Оба метода могут служить лишь для предварительной оценки величины влагопоглощения. Необходимо проведение большего количества экспериментов, касающихся активности корней на различных глубинах. Глубина корневой зоны зависит от типа культуры, от высоты уровня грунтовых вод и от изменения этой высоты в течение вегетационного периода.

§ 4. Приток воды

Приток воды, обусловленный орошением или дождеванием, должен быть установлен или измерен; то же самое остается в силе для оттока воды в более глубокие дренирующие слои или поверх-

постного стока в горизонтальном направлении. Существенных трудностей в этих подсчетах не встречается[1].

Труднее всего определить количество воды, которым снабжается корневая зона при помощи капиллярного движения со стороны грунтовых вод. Прямой подсчет, основанный на проницаемости ненасыщенных почв, в принципе является правильным, но результаты этого подсчета сильно зависят от распределения влаги в корневой зоне, а это распределение всегда является неопределенным фактором.

Имеется, однако, достаточно большое количество экспериментальных данных, которые подтверждают, что количество воды, получаемое корнями за счет капиллярного поднятия, сравнительно невелико. Следовательно, это количество влаги не нужно определять с высокой степенью точности[2]. Верховен (1953) подсчитал, что это количество равно 3 см в год (расчеты были основаны на увеличении содержания солей в почве, имевшей контакт с соленой водой). Величина такого же порядка была получена в результате экспериментов Винда (1955). Вероятно, что капиллярная зона дает не более нескольких сантиметров воды в течение вегетационного периода. Поскольку эта величина имеет важное значение, рассмотрим методику подсчета ее, основанную на повышении содержания солей в почве, используя данные Верховена.

§ 5. Подсчет капиллярного перемещения влаги, основанный на увеличении содержания солей

Верховен подсчитал капиллярное передвижение по разнице в содержании солей и влаги в колонке почвы в течение лета. Увеличение содержания солей в колонке делили на концентрацию солевого раствора у дна колонки. Было принято, что эта концентрация была постоянной в течение всего периода наблюдений. Содержание соли в слое 0—100 см возросло, например,

---

[1] С этим мнением трудно согласиться, так как разделение поверхностного и внутреннего стока, особенно при глубоких грунтовых водах,— дело сложное и слабо изученное.— *Прим. ред.*

[2] Имеющиеся в СССР данные не подтверждают этого положения. Использование грунтовых вод на транспирацию сельскохозяйственных культур сильно зависит от климатических условий, глубины грунтовых вод, свойств почв и других факторов; при относительно высоком (например, 1 м) стоянии грунтовых вод доля участия их в суммарном водопотреблении может достигать 50% и более (см., например, для орошаемых земель данные В. М. Легостаева в работе В. А. Ковда и др., Значение дренажа в повышении плодородия почв, Изд. АН СССР, М., 1956; для торфяников — см. В. Ф. Шебеко, Труды Белорусского н.-и. ин-та мелиорации и водного хозяйства, т. VII, Минск, 1956).— *Прим. ред.*

от 0,070 г/л (1 апреля) до 0,100 г/л (1 июня). Следовательно, увеличение содержания солей в колонке за этот период составило 0,030 г/л. Концентрация солевого раствора у дна колонки в течение этого периода была равна 15 г на 1 л и, следовательно, в колонку вошел объем воды, равный 0,030/15 = 0,002 л, или 2 см³. Эта величина соответствует капиллярному подъему 2 см.

§ 6. Испарение и транспирация

О процессе испарения с водной поверхности и с растительного покрова в наши дни известно гораздо больше, чем 15—20 лет назад. Биологи обычно делают различие между транспирацией, которая рассматривается как активное регулирование испарения самим растением, и испарением, которое считается чисто физическим процессом (Краус, 1911; Янш, 1909). Представляется, что это различие было причиной некоторой путаницы при попытках применить физику при изучении транспирации[1].

Очевидно, что когда вода находится на листьях или в открытых устьицах листа, испарение может происходить только в том случае, если будет расходоваться скрытая теплота парообразования. Кроме того, водяной пар должен быть удален с листьев путем конвекции и диффузии. Оба эти процесса чисто физические и растениями не контролируются. Скорость, с которой эти процессы происходят, в значительной степени зависит от атмосферных условий.

Эксперименты показывают, что транспирацию можно подсчитывать на основе метеорологических данных при условии, что имеется достаточное количество влаги. В этом случае испарение и транспирация равны величине *P. E.* (см. стр. 559).

Фактическое испарение и транспирация могут быть меньше *P. E.* из-за недостатка воды и также из-за регулирования этих процессов самим растением. Например, часто устанавливали, что у трав транспирация резко снижается вскоре после скашивания.

В очень интересной статье Торнтвейт и Мазер (1955) дали различные примеры подсчета действительной транспирации по величине *P. E.*, приняв в расчет и влияние уменьшения почвенной влажности.

Маккинк и Химст (1956), используя взвешиваемые лизиметры с травяным покровом, нашли зависимость действительной

[1] Интересующиеся вопросами испарения и транспирации могут найти список литературы и последние результаты отечественных исследований в книгах А. Р. Константинов, Испарение в природе, Гидрометеоиздат, Л., 1963; А. И. Будаговский, Испарение воды почвой, Изд. АН СССР, 1964. — *Прим. ред.*

эвапотранспирации (испарения и транспирации) от величины *P. E.* и от всасывания почвенной влаги. Было замечено, что при небольших значениях *P. E.* фактическая эвапотранспирация равна *P. E.* и не зависит от всасывания почвенной влаги, которое остается гораздо ниже значения, соответствующего пределу завядания. При больших величинах *P. E.* эвапотранспирация оказывается ниже *P. E.* и зависит от всасывания почвенной влаги.

Во всяком случае, понятие *P. E.* оказалось важным отправным пунктом при подсчете потребности растений в воде.

Этот расчет особенно удобен потому, что он может быть произведен на основе метеорологических данных с учетом поверхности растительного покрова, который получает энергию. Вид рассматриваемой сельскохозяйственной культуры не имеет первостепенного значения, однако от формы растительного покрова может зависеть количество энергии, получаемой каждым растением. Так, например, если растительность состоит из отдельных кустов, то каждое растение будет получать больше энергии, чем в случае густого растительного покрова, состоящего из тех же кустов. Это объясняется адвекцией теплого воздуха и отсутствием перехватывания части радиации смежными кустами.

Будыко (1946, 1948) дал обзор литературы по испарению с почвенной и водной поверхности. Чеботарев (1950) исследовал испарение с почвы, в которой уровень грунтовых вод находится ниже поверхности.

Для подсчета величины *P. E.* и действительной эвапотранспирации часто используются эмпирические формулы. Эвапотранспирация, так же как и величина *P. E.*, зависит от следующих факторов: температура воздуха, солнечное сияние, относительная влажность, сила ветра и почвенная влажность. Изучением этой зависимости занимались следующие исследователи: Абрамович (1948), который использовал термин испаряемость (этот термин он позаимствовал у Воейкова), Блайни и Криддл (1950), которые ввели термин суммарное водопотребление, а также Попов (1936) и Торнтвейт (1948).

Однако указанные зависимости справедливы лишь в определенном районе и для определенного интервала времени. При экстраполяции могут получиться большие ошибки. Причина этого в том, что при одинаковых средних значениях месячных температур могут быть большие различия в количествах энергии (радиация и адвекционное тепло), идущей на испарение. В Голландии, например, доступная энергия в марте приблизительно в 4 раза больше доступной энергии в ноябре, тогда как среднемесячные значения температур составляют 5,0 и 5,4° С соответственно. Предсказанное смещение во времени между корре-

ляционным методом Торнвейта, с одной стороны, и методом теплового баланса и фактической эвапотранспирацией, с другой стороны, наблюдалось в действительности на лугу (Маккишк, 1955). Расхождения встречались также и в случае холодных или теплых океанских течений и в случае низкой температуры, обусловленной положением участка (ван Вийк и де Фриз, 1954). Именно по этим причинам авторы при подсчете величины эвапотранспирации отдают предпочтение формулам, вывод которых зиждется на твердой основе естественных наук.

В некоторых из этих методов первый шаг состоит в подсчете испарения с водной поверхности. Величина $P.\ E.$ для ровного растительного покрова определяется по результатам этого подсчета путем применения редукционного полуэмпирического коэффициента снижения. Этот коэффициент называется полуэмпирическим потому, что невозможно оценить количественно реакцию растений на основе наших знаний по физиологии растений. С другой стороны, этот коэффициент до некоторой степени зависит от интервала времени, в течение которого открыты устьица, и от их общей поверхности.

Будыко (1947) дал уравнения для эвапотранспирации с почвы и с растительности, которые основаны на турбулентном обмене. Отношение испарения с почвы к испарению с травостоя зависит, например, от высоты растений. Моккавеев (1946) дает некоторые комментарии к этим формулам.

§ 7. Испарение с водной поверхности

Точность подсчета испарения с водной поверхности рассматривалась в связи с изучением потерь воды на озере Хефнер, штат Оклахома (Геологическая служба США, 1952).

Было найдено, что из теоретических уравнений, вывод которых основан на подсчете перемещения водяного пара, только два являются достаточно точными (Свердруп, 1946; Саттон, 1949). Достаточно точным было также простое эмпирическое уравнение, в которое входят разности скоростей ветра и давлений пара. В эти уравнения поток энергии не входит, но в них фигурирует давление насыщения у водной поверхности. Это давление зависит от температуры поверхности, которая, следовательно, должна быть известной величиной. Отмеченный факт ограничивает применимость этого метода для расчета испарения с листьев.

Позднее было найдено, что указанные теоретические уравнения также не дают удовлетворительных результатов, но может быть использовано эмпирическое уравнение.

Если рассматриваемый период времени составляет не менее 7 дней, то можно воспользоваться методом подсчета испарения, основанным на доступной энергии (метод энергетического баланса)[1]. Значительные ошибки могут получиться лишь в том случае, если этот период сократить до одного или нескольких дней. Это обусловливается тем фактом, что поток солнечной радиации и инфракрасная радиация от поверхности земли обычно не измеряются. Следовательно, они должны быть определены на основе облачности и давления водяного пара на высоте 2 м, так как они действительно зависят от условий атмосферы (водяной пар, пыль, температура и т. д.). Таким образом, полученные зависимости будут правильными только для средних погодных условий.

Обсуждая результаты состоявшейся в 1952 г. в СССР конференции по методам наблюдения за испарением влаги почвой, Попов (1953) пришел к выводу, что метод теплового баланса является лучшим методом из всех имеющихся.

В качестве примера подсчета испарения по методу энергетического баланса в следующем параграфе будет изложен метод Пенмана. Этот метод используется авторами на протяжении всей статьи. Другие методы, основанные на том же принципе, были рассмотрены Альбрехтом (1950).

§ 8. Подсчет потенциальной эвапотранспирации *P. E.*

Метод Пенмана (1948) служит для вычисления величины *P. E.* по данным метеорологических наблюдений (температура, влажность, облачность и скорость ветра). Применимость этой формулы в различных климатических условиях рассматривали ван Вийк и де Фриз (1954). Здесь приведен прямой подсчет и приняты обозначения Пенмана.

Если R_c обозначает поток коротковолновой радиации, которая поглощается земной поверхностью и превращается в тепло, то справедливо следующее соотношение:

$$R_c = (1-r)\,R_A\,(a+bn/N), \qquad (I,5)$$

где r — коэффициент отражения от поверхности; для воды используется значение $r = 0{,}05$ (возможно, для озера Хефнер величина $r = 0{,}03$ была бы более точной); значение $r = 0{,}20$ используется для растительного покрова, а $r = 0{,}10$ — для обнаженной влажной глины;

[1] Метод радиационного баланса.— *Прим. ред.*

R_A — поток коротковолновой радиации у поверхности в случае совершенно прозрачной атмосферы;

a и b — эмпирические константы, зависящие от географической широты и от свойств атмосферы, включая и ее загрязненность;

n — фактическая продолжительность солнечного сияния в течение суток (в часах) для данного места в рассматриваемый период;

N — то же, максимально возможная.

Четыре последние величины могут быть получены из климатологических данных (таблицы Смитсона, 1951, Справочник Кеппен-Гейгера по климатологии, 1936).

Поток длинноволновой радиации R_B подсчитывается по формуле

$$R_B = \sigma T_a^4 (0{,}56 - 0{,}092 \sqrt{e_d}) (1 - 0{,}9m), \qquad (I{,}6)$$

где $\sigma = 118 \cdot 10^{-9}$ кал/см^2°К^4 в день (постоянная Больцмана)[1];

T_a — абсолютная температура воздуха на уровне экрана, °К;

e_d — давление насыщенного пара в воздухе при точке росы, мм ртутного столба;

m — доля неба, покрытая облаками ($1 - m = n/N$).

Энергия, идущая на испарение и нагрев почвы и воздуха, равна разности уравнений (I,5) и (I,6):

$$H = R_c - R_B. \qquad (I{,}7)$$

Точность вышеприведенных уравнений рассмотрена в превосходной статье Андерсона. Подсчеты не должны производиться для интервалов времени меньше 7 дней. Вместо уравнения (I,6) для подсчета R_B могут использоваться и другие уравнения, которые приводятся в вышеупомянутых исследованиях.

Чистый тепловой баланс для водной поверхности будет впредь обозначаться буквой H_0. Тогда испарение с водной поверхности E_0 выразится соотношением

$$E_0 = \frac{\Delta H_0 + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}, \qquad (I{,}8)$$

где Δ — величина, равная de/dT,— изменение давления насыщенного водяного пара в зависимости от температуры, мм рт. ст./°С;

γ — психрометрическая константа, равная 0,49 мм рт. ст./°С;

E_a — вспомогательная величина, равная $0{,}35 (1 + 0{,}54\, u_2) \times (e_a - e_d)$ в мм/день, где u_2 — скорость ветра на двухметровой высоте в м/сек;

[1] °К — температура в градусах абсолютной шкалы Кельвина; °С = °К — 273,2.— *Прим. ред.*

e_a и e_d — давление насыщения воды при температуре воздуха и температуре росы соответственно, мм рт. ст.

Значение *P. E.* для горизонтального растительного покрова находят из выражения:

$$P.\,E. = E_T = \frac{\Delta H_T + \gamma E_a}{\Delta + \gamma / SD}, \qquad (I,9)$$

где H_T — чистый тепловой баланс при $r = 0{,}20$;

S и D — константы, в которых принято во внимание сопротивление диффузии в устьицах (Пенман и Скофилд, 1951; Пенман, 1952).

Эти константы подсчитываются по следующим вспомогательным равенствам:

$$S = La/(La + 0{,}16),$$

где $La = 0{,}65\,(1 + 0{,}54\,u_2)$;

$$D = \frac{N}{24} + \frac{1}{\pi} \sin \frac{N\pi}{24},$$

где N — продолжительность дня в часах.

Тепловой поток в почву в этих расчетах во внимание не принимается.

Благодаря многим приближениям и неопределенности эмпирических констант, точность этих расчетов невелика. Однако можно ожидать, что точность возрастет, когда мы будем располагать бóльшим количеством данных. Для примера в таблице 40 показан подсчет *P. E.* для штата Аризона (здесь использованы периоды продолжительностью 1 месяц).

§ 9. Водопотребление и урожай

Очевидно, очень важно установить взаимосвязь между снижением урожая и недостатком воды. Хотя распределение во времени периодов, которые характеризуются недостатком воды во время роста растений, имеет очень большое значение, тем не менее получены интересные результаты, позволяющие установить зависимость урожая от общего количества недостающей воды. Последнее определяется как разница между величиной *P. E.* и суммой доступной воды в почве, осадков и притока. Эти данные относятся к районам, в которых не бывает продолжительных засушливых периодов. Это значит, что осадки более или менее равномерно распределяются по всему вегетационному периоду. Поскольку испарение мало на ранней стадии роста растений, когда почва полностью не покрыта растительностью, маловероятно, что недостаток воды будет ощущаться в начале вегетационного периода.

Таблица 40

Порядок расчета величины *P. E.* (Феникс, штат Аризона, 33°18′ северной широты)

Метеорологические данные (1935 г.)	Месяцы											
	январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь
°C (среднемесячная температура)	12,1	14,4	14,2	20,8	23,4	31,8	33,3	31,3	29,2	22,6	14,0	12,4
e_d/e_a (относит. влажность)	0,44	0,36	0,35	0,19	0,16	0,10	0,18	0,35	0,27	0,20	0,32	0,40
n/N	0,54	0,64	0,60	0,82	0,87	0,96	0,78	0,64	0,84	0,91	0,68	0,72
u_2 (м/сек)	2,2	2,6	2,6	3,0	3,0	3,0	2,9	2,5	2,5	2,4	2,1	2,1
$H_T = R_c^T - R_B$	5	64	106	160	180	186	195	206	146	29	2	—22
$R_c^T = 0{,}80\, R_A\,(0{,}18 + 0{,}55\ n/N)$	170	264	295	447	494	564	460	371	398	330	218	194
R_A	446	618	724	887	937	992	945	874	779	607	491	422
$R_B = \sigma T_a^4\,(0{,}56 - 0{,}092\sqrt{e_d}) \times (0{,}10 + 0{,}90\ n/N)$	165	240	189	287	314	378	265	165	252	311	216	216
$\delta T a^4$	777	803	801	883	916	1022	1043	1016	989	905	799	780
$e_d = (e_d/e_a)e_a$	4,7	4,4	4,3	3,5	3,4	3,6	6,9	12,1	8,2	4,1	3,8	4,3
e_a (мм рт. ст.)	10,6	12,3	12,2	18,4	21,4	35,5	38,5	34,5	30,4	20,4	12,0	10,8
H_T (кал/см² в день)	5	64	106	160	180	186	195	206	146	29	2	—22
$H_T/0{,}1\ L$ (мм воды, испарившейся за день)	0,08	1,09	1,80	2,73	3,08	3,21	3,37	3,55	2,52	0,50	0,03	—0,37
L — скрытая теплота парообразования (кал/г)	589	588	588	585	583	579	578	579	580	584	588	589
$\Delta H_T/0{,}1\ L + \gamma E_a$	2,27	4,13	4,68	9,80	12,10	20,76	21,10	15,76	13,36	6,85	3,03	2,12
Δ	0,69	0,80	0,79	1,13	1,30	2,00	2,13	1,95	1,75	1,24	0,78	0,71
$\gamma e_a = \gamma \cdot 0{,}35\,(1 + 0{,}54\,u_2)(e_a - e_d)$	2,21	3,26	3,26	6,70	8,09	14,34	13,91	9,03	8,95	6,42	3,00	2,38
$e_a - e_d$	5,9	7,9	7,9	14,9	18,0	31,9	31,6	22,4	22,2	16,3	8,2	6,5
$\Delta + \gamma/SD$	1,71	1,81	1,75	2,07	2,10	2,89	3,03	2,83	2,67	2,35	1,80	1,77
$S = L_a/(L_a + L_s)$	0,65	0,63	0,63	0,61	0,61	0,61	0,61	0,64	0,64	0,64	0,65	0,65
$L_a = 0{,}65/(1 + 0{,}54\,u_2)$	0,30	0,27	0,27	0,25	0,25	0,25	0,25	0,28	0,28	0,28	0,30	0,30
$L_a + L_s = L_a + 0{,}16$	0,46	0,43	0,43	0,41	0,41	0,41	0,41	0,44	0,44	0,44	0,46	0,46
$D = N/24 + 1/\pi \cdot \sin N\pi/24$	0,72	0,77	0,81	0,85	0,89	0,90	0,89	0,87	0,83	0,79	0,74	0,71
N (из таблиц Смитсона)	10,2	11,0	11,9	13,0	13,9	14,4	14,2	13,4	12,4	11,4	10,4	9,9
$P.\ E. = \dfrac{\Delta H_T/0{,}1\ L + \gamma E_a}{\Delta + \gamma/SD}$	1,33	2,28	2,67	4,73	5,76	7,18	6,96	5,66	5,00	2,91	1,68	1,20

Недостаток воды в начале вегетационного периода может быть в районах, где все осадки выпадают в конце вегетационного периода, однако такие районы мы не будем рассматривать.

Высокие урожаи различных сельскохозяйственных культур получались и в том случае, когда воды было меньше, чем *P. E.* (Алпатьев, 1952; Бауман, 1951a, 1951b; ван Дуин и Шолте Убинг, 1955; Улиг, 1951b). Действительное водопотребление определялось путем частого взятия образцов почвы с помощью лизиметров или на основе изучения водного баланса.

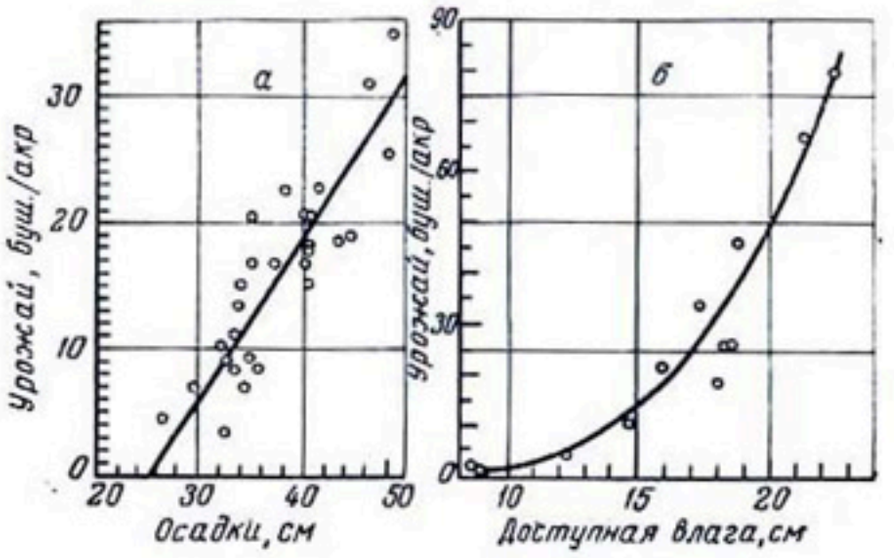


Рис. 211. Зависимость урожая от осадков и количества доступной влаги:

а — зависимость урожая яровой пшеницы от средних годовых осадков (кончая 31 июля) на 14 северных станциях Великих Равнин за 30 лет (с 1906 по 1955 г. включительно). По Коулу (1938). Коэф. корреляции 0,88; *б* — зависимость урожая картофеля от общего количества доступной влаги в штате Небраска в 1934 г. По данным Вернера (1956).

Вернер (1956) определил разницу содержаний почвенной влаги до начала роста и после уборки. По этой разнице он подсчитал действительное испарение и транспирацию, учтя осадки в течение вегетационного периода. Эти опыты проводились с картофелем в различных севооборотах (штат Небраска). Результаты опытов показаны на рисунке 211, *б*. Наивысший урожай в засушливый 1934 г. составил 80 бушелей с акра, тогда как во влажный 1931 г. урожаи были 240—280 бушелей с акра. Максимальная разница в содержании почвенной влаги до и после вегетационного периода с учетом осадков в течение этого периода составила в 1934 г. 22 см, в то время как величина *P. E.*, согласно таблице 42, была равна 50 см (для картофеля).

Коул (1938) сопоставил количество осадков в течение периода с 1 августа по 31 июля со средним урожаем яровой пшеницы

на экспериментальных фермах Великих Равнин. Его результаты представлены на рисунке 211, *а*, где показана линейная зависимость между урожаем и количеством осадков.

Эксперименты Верховена (1953) на равнине, которая раньше была залита соленой водой, уже упоминались в связи с капиллярным подъемом воды. Таблица 41 также составлена по данным

Таблица 41

Фактическая транспирация и поглощение воды из почвы.
По Верховену (1953)

С.-х. культура	Урожай*	Период	Фактическая транспирация	Осадки	*P. E.*	Поглощение воды из почвы		Отношение фактического испарения к величине *P. E.*
						в корневой зоне	за счет капиллярного поднятия	
			1947 г.					
Пшеница	ср.	1/V—1/VIII	23,9	11,9	35,5	9,1	2,9	0,69
Травы	»	23/V—28/VIII	22,0	10,7	39,3		11,3	0,56
Ячмень + люцерна	»	10/V—1/IX	23,7	11,6	44,6	9,1	3,0	0,53
Сахарная свекла	пл.	28/IV—2/IX	25,4	13,3	48,5		12,1	0,53
	ср.	28/IV—2/IX	30,4	13,3	48,5	14,2	3,0	0,63
Травы	»	28/IV—2/IX	32,8	13,6	48,5		19,2	0,68
»	пл.	28/IV—2/IX	23,6	13,6	48,5		10,0	0,49
»	хор.	28/IV—2/IX	34,3	14,3	47,8		20,0	0,72
			1948 г.					
Различные культуры	хор.	9/III—30/VIII	47,0	32,6	49,2		14,4	0,95
То же	»	9/III—30/VIII	38,3	32,6	49,2		5,7	0,78
» »	»	9/III—30/VIII	43,0	33,4	53,4		9,6	0,80
			1949 г.					
Различные культуры	хор.	11/III—2/IX	49,0	32,6	51,4		16,4	0,95
То же	»	15/III—30/IX	41,8	30,3	56,0		11,5	0,75

* Хор.— хороший, ср.— средний, пл.— плохой.

Верховена. В шестом столбце таблицы указана величина *P. E.*, подсчитанная по методу Пенмана. Замеры были начаты в мае 1947 г. Поскольку количество осадков превышало величину *P. E.* в течение апреля, то отношение действительной эвапо-

транспирации к величине *P. E.* для 1947 г. (см. последний столбец) получилось несколько ниже, чем для всего вегетационного периода. Если это отношение берется в расчет, то мы приходим к выводу, что урожай понижается, когда это отношение равно или ниже 0,75. Эта величина эквивалентна недостатку воды, равному приблизительно 12 см, на протяжении всего вегетационного периода. В других экспериментах (ван Дуин и Шолте Убинг, 1955) урожай картофеля на песчаной почве за период 1940—1950 гг. был сопоставлен с величиной недостатка воды. Как показали эти опыты,

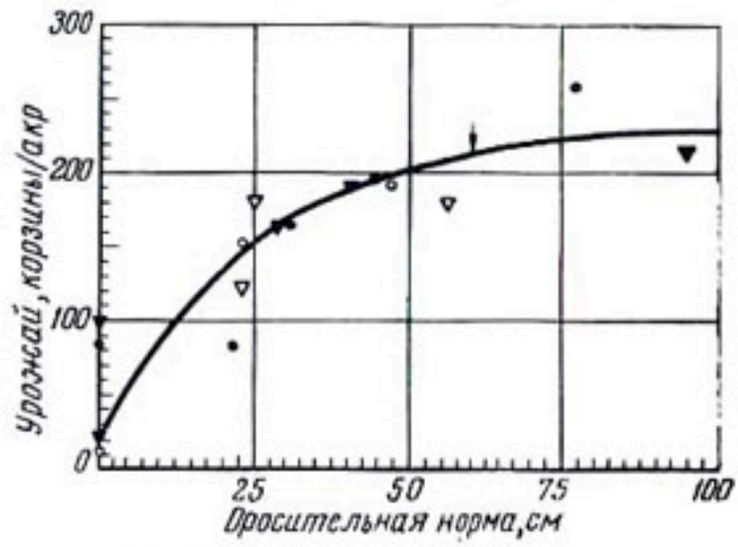


Рис. 212. Урожай сортов сахарной кукурузы Орегон Евергрин (▽) и Золотой Бентам (⊙) в 1940 г. (светлые значки) и в 1941 г. (темные значки) в зависимости от количества оросительной воды. По Ричардсу и Уодлею (1952). Если принять, что эффективность орошения составляет 50%, то стрелка указывает «полезное водопотребление» (Блайни и Криддл, 1950).

урожай не понижается, если недостаток воды за весь вегетационный период не превышает 10 см (см. рис. 208 на стр. 560).

В результате опытов по орошению была получена кривая, по форме аналогичная кривой, показанной на рисунке 208. Урожай сахарной кукурузы в Девисе (штат Калифорния) медленно возрастал, когда на полив расходовали от 50 до 75 см воды (рис. 212), но он оставался практически постоянным при расходовании от 75 до 100 см оросительной воды (Ричардс и Уодлей, 1952).

Эффективность орошения грубо оценивается в 50%. Половина оросительной воды используется для испарения и транспирации (в добавление к осадкам и почвенной влаге). Поскольку почва непрерывно орошается, а осадки за вегетационный период очень малы (около 2 см), количество полезной воды приблизительно

равно количеству оросительной воды, умноженной на эффективность орошения[1].

Блайни и Криддл (1950) «полезное потребление» воды кукурузой в Девисе считают равным 62,5 см. Термин полезное потребление определяется как деленная на площадь сумма количества воды, которое используется растительностью на данной территории для транспирации и создания растительной ткани, и количества воды, испаряющейся с этой же почвенной поверхности в определенный отрезок времени.

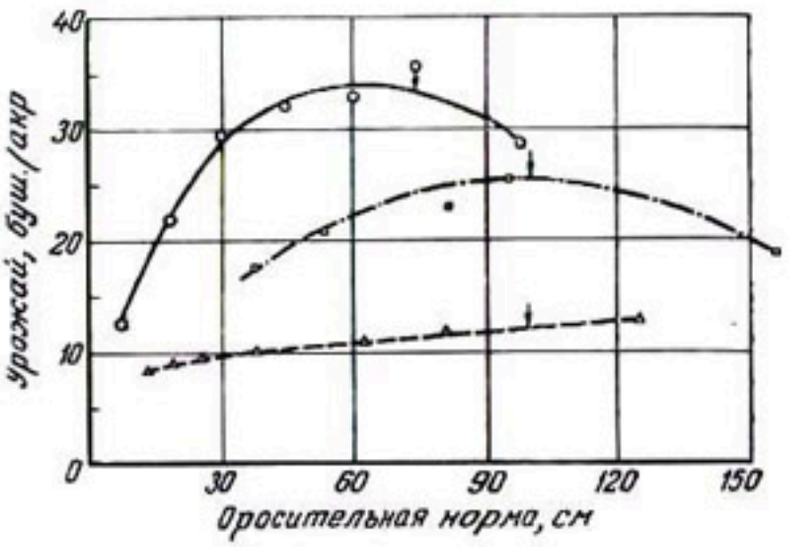


Рис. 213. Зависимость урожая пшеницы от количества оросительной воды. По Роу (1950) и Видтсоу (1914). Если принимается, что эффективность орошения равна 50%, то стрелки указывают «полезное потребление» (по данным Блайни и Криддла, 1950).

Полезное потребление, следовательно, меньше величины *P. E.* и, очевидно, оно близко к действительному испарению и транспирации. Если полезное количество воды равно 62,5 см, то в Девисе (штат Калифорния) следует ожидать максимального урожая кукурузы (см. рис. 212).

На рисунке 213 показана связь между урожаем пшеницы и снабжением оросительной водой. При большой подаче воды две верхние кривые загибаются книзу, что объясняется недостатком воздуха. Разные положения кривых обусловлены, вероятно, различиями в эффективности орошения.

Сравнение величины *P. E.* и полезного потребления сделано в таблице 42. Значения *P. E.* были подсчитаны по метеорологическим данным 1935 г., относящимся к Фениксу (штат Аризона) и Шайенну (штат Вайоминг). Полезное потребление было дано для Месы (штат Аризона) и Скотсблаффа (штат Небраска).

[1] По-видимому, рассматривается норма 100 см.— *Прим. ред.*

Таблица 42

Сравнение данных полезного потребления (Блайни и Криддл, 1950) **и расчетных величин** *P. E.* (Пенман, 1949)

Местонахождение опытной станции	Культура	Период	Полезное потребление, см	*P. E.*, см
Меса (штат Аризона)	Хлопчатник	1 апреля—31 октября	7,9	11,7
	Зерновое сорго	1 июля—31 октября	5,4	6,3
	Грейпфрутовый сад	1 марта—31 октября	10,2	12,5
	Плодовый сад	1 марта —31 октября	8,2	12,5
	Соя	1 июня—31 октября	5,7	8,1
Скотсблафф (штат Небраска)	Люцерна	14 мая—27 сентября	6,6	6,6
	Хлебные злаки	20 апреля—25 июля	3,7	5,5
	Сахарная свекла	20 апреля—15 октября	6,1	8,1
	Картофель	20 июня—30 сентября	3,9	5,1

За исключением люцерны, величина отношения полезного потребления к *P. E.* оказалось того же порядка, что и найденная в Нидерландах. Недостаток воды 12 см для картофеля и 20 см для сахарной свеклы также являются соизмеримыми величинами. Однако в других случаях получаются большие различия, например в случае хлопчатника, для которого недостаток воды составляет 38 см. Представляется затруднительным объяснить такие различия, и авторы надеются на то, что настоящая статья послужит стимулом к критическому рассмотрению существующих данных или к новым изысканиям в этой области. В настоящее время величина, равная 0,75 *P. E.*, считается необходимым количеством имеющейся воды, которое, как было найдено, гарантирует хорошие урожаи для климатических условий, сходных с условиями Нидерландов. Однако эта величина может также использоваться и в других климатических условиях.

3. ПРИМЕР РАСЧЕТА МАКСИМАЛЬНОЙ ГЛУБИНЫ ОСУШЕНИЯ

§ 1. Понижение поверхности грунтовых вод

Содержание доступной воды можно подсчитать по кривой сорбции влаги в глинистой почве (рис. 209 на стр. 562). Принимается, что поверхность грунтовых вод весной находится на глубине 100 см и опускается до глубины 150 см осенью. Прямая линия на рисунке

209, *б* используется для определения количества воды, которое не может быть взято корнями. Количество воды, поступающей из капиллярной зоны от грунтовых вод к почве выше данного слоя, определялось путем использования данных Верховена. Результаты этих подсчетов приведены в таблице 43.

Таблица 43

Подсчет общего количества доступной воды в глинистой почве, где поверхность грунтовых вод весной находится на глубине 100 см, считая от поверхности почвы (все величины даны в сантиметрах)

Слой	Средняя высота слоя над п. г. в. *	Содержание влаги	Недоступная влага	Доступная влага	Суммарное количество доступной влаги	Глубина корней	Капиллярный подъем	Всего
1	2	3	4	5	6	7	8	9
0— 10	95	3,60	1,4+0,05	2,15	2,15	10	0	2,15
10— 20	85	3,70	1,4+0,20	2,10	4,25	20	0,1	4,35
20— 30	75	3,80	1,4+0,35	2,05	6,30	30	0,3	6,60
30— 40	65	3,85	1,4+0,50	1,85	8,15	40	1,0	9,15
40— 50	55	3,90	1,4+0,65	1,85	10,00	50	1,7	11,70
50— 60	45	4,00	1,4+0,80	1,80	11,80	60	2,3	14,10
60— 70	35	4,10	1,4+0,95	1,75	13,55	70	2,9	16,45
70— 80	25	4,20	1,4+1,10	1,70	15,25	80	3,3	18,55
80— 90	15	4,45	1,4+1,25	1,80	17,05	90	3,4	20,45
90—100	5	4,70	1,4+1,40	1,90	18,95	100	3,5	22,45
100—110		4,70	1,4+1,55	1,75	20,70	110	3,5	25,20
110—120		4,70	1,4+1,70	1,60	22,30	120	3,5	26,80
120—130		4,70	1,4+1,85	1,45	23,75	130	3,5	28,25

* Поверхность грунтовых вод.

Подсчет был проведен для слоев почвы толщиной 10 см каждый. Количество воды, равное 0,1 см, соответствует содержанию влаги 1% от объема. Средняя высота слоя над уровнем грунтовых вод указана во 2-м столбце таблицы. Количество влаги в каждом тонком слое (3-й столбец) было подсчитано по кривой сорбции влаги. Влажность 14% от объема соответствует величине $pF = 4{,}2$ (точка увядания). При меньшей влажности вода из почвы не может всасываться растениями. На рисунке 209 этой влажности соответствует площадь левее вертикали CD.

Для слоев, лежащих ниже поверхности грунтовых вод, принято постоянное значение влагосодержания, равное 4,70 см. Считается, что уровень грунтовых вод падает постепенно в течение вегетационного периода до глубины 150 см (осенью).

Колонка 4 этой таблицы показывает общее количество недоступной воды, соответствующее площади слева от прямой

линии DE на рисунке 209, а в колонке 5 указано количество воды, которое может всасываться растениями, если корни проникнут достаточно глубоко. Кроме того, влага в верхних слоях (столбец 3) может быть взята только в том случае, если корни достигнут этих слоев, прежде чем вода уйдет из них в результате понижения поверхности грунтовых вод.

Общее количество доступной воды вплоть до определенной глубины показано в столбце 6. Например, 17,05 см воды может всасываться в том случае, если корни проникнут на глубину 90 см. Глубина корней дается в столбце 8.

Как указывалось выше, снабжение водой за счет капиллярного подъема трудно оценить количественно, но, по-видимому, оно сравнительно мало. Общее количество воды, подаваемой путем капиллярного подъема, принимается равным 3,5 см, если корни проникают до глубины 100 см. Эта оценка основана на экспериментах Верховена (1953), проводившихся на глинистых почвах. Экспериментальная зависимость между капиллярным подъемом и глубиной проникновения корней дана в таблице 44[1].

Таблица 44

Количество воды, подаваемой в корневую зону за счет капиллярного подъема из подпочвы

Расстояние между нижней стороной корневой зоны и поверхностью грунтовых вод	Капиллярный подъем		Расстояние между нижней стороной корневой зоны и поверхностью грунтовых вод	Капиллярный подъем	
	в глинистой почве	в песчаной почве		в глинистой почве	в песчаной почве
0	3,5	2,0	50	1,7	0,5
10	3,4	1,8	60	1,0	0,2
20	3,3	1,5	70	0,3	0,1
30	2,9	1,2	80	0,1	0
40	2,3	0,9	90	0	0

Количество воды, подаваемой путем капиллярного подъема в слой почвы выше определенной глубины, как указано в таблице 44, дается и в таблице 43 (столбец 8).

Подобные расчеты проводились для других начальных глубин поверхности грунтовых вод. Результаты этих расчетов представлены на рисунке 214. Общее количество доступной воды уменьшается с понижением поверхности грунтовых вод. На рисунке 214 даны также кривые, соответствующие песчаным почвам, для которых на рисунке 209, *а* построены кривые сорбции влаги.

[1] Следует отметить, что в тексте и таблице имеется в виду не высота капиллярного поднятия, а величина подпитывания грунтовыми водами за счет капиллярного поднятия, выраженная в см столба воды.— *Прим. ред.*

По этим кривым можно найти количество доступной воды, если принять в расчет глубину проникновения корней. В условиях Нидерландов корневая система зерновых культур проникает на глубину до 125 см, как видно из рисунка 209, *в*, для картофеля эта глубина составляет около 100 см (Годеваген, 1942). Корневая система трав, растущих на пастбищах или газонах, вероятно, не будет проникать глубже 50 см.

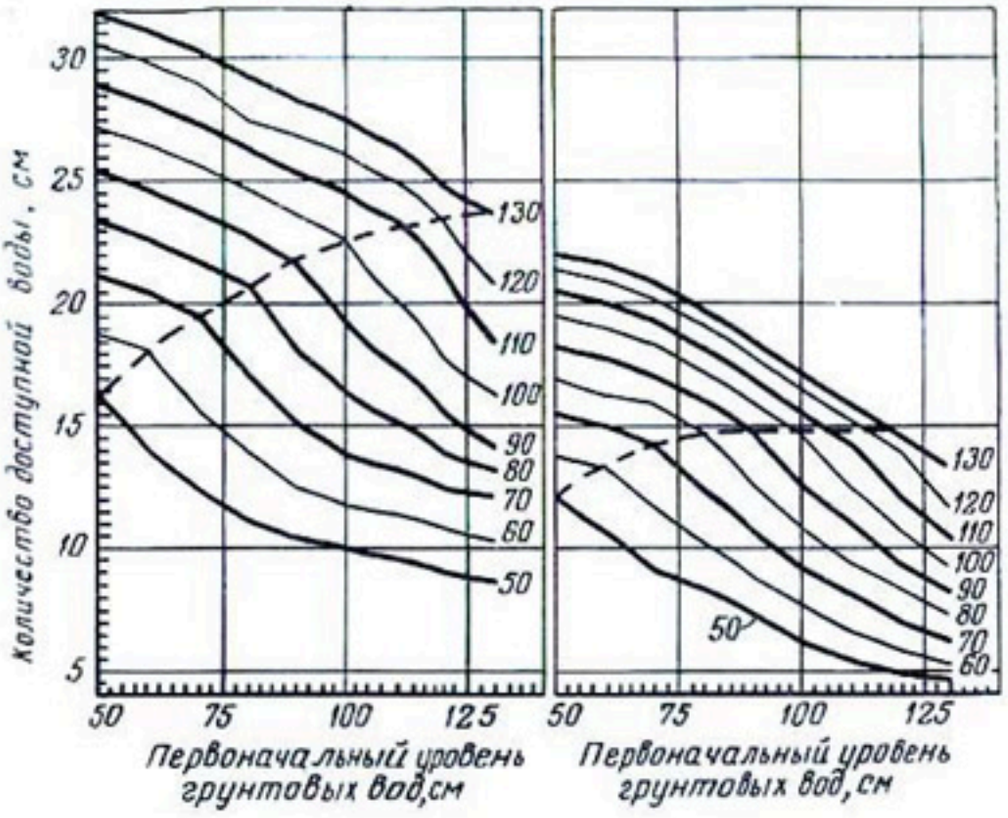


Рис. 214. Общее количество доступной воды при различных глубинах поверхности грунтовых вод весной. Система кривых с левой стороны относится к тяжелым глинистым почвам, система кривых с правой стороны — к песчаным почвам. Цифры около кривых указывают максимальную глубину проникновения корней в конце вегетационного периода. В том случае, когда точки лежат на пунктирной кривой, глубина проникновения корней равна глубине залегания поверхности грунтовых вод весной.

В случае неоднородных почв глубина проникновения корней может зависеть от почвенного профиля. В песчаных почвах, например, корни не проникают глубже песка, содержащего гумус (Годеваген, 1942).

Рост корней не наблюдался и в песчаных подпочвах под глинистым слоем (Столп и Вестерхоф, 1954).

Выражение $\Delta S + I$, приводимое в уравнении (I,4) на стр. 558, может быть получено и из рисунка 214. Максимальная допустимая

глубина осушения подсчитывается в соответствии с требованием, чтобы это выражение было равно

$$P.E. - P = Wd,$$

где Wd — допустимый недостаток влаги, определяемый опытным путем.

Для ряда культур в Голландии (см. следующий раздел) было найдено, что значение $Wd = 12$ см, а сумма $\Delta S + I$ равна 15 см, что для климатических условий Голландии соответствует разности 0,75 $P.E. - P$. Используя эти цифры, получим максимальные глубины осушения, указанные в таблице 45.

Таблица 45

Максимальная глубина осушения для условий Голландии

Культура	Глубина проникновения корней в почву, см	Глубина осушения (см)	
		глинистой почвы	песчаной почвы
Зерновые	125	>130	110
Картофель	100	>130	90
Злаковые травы	50	50	<50

Эта таблица не дает ответа на вопрос, какой должна быть максимально допустимая глубина осушения в глинистой почве, на которой растут зерновые. Вероятно, здесь наиболее важным фактором будет состав воздуха. Аэрация достигает 12% от объема в слое 20—50 см, когда поверхность грунтовых вод находится на глубине 130 см. С другой стороны, злаковые травы нуждаются в высоком уровне грунтовых вод. Определение потребности в воздухе в случае высокого уровня, очевидно, будет иметь большое значение.

§ 2. Колебания уровня грунтовых вод

До сих пор все расчеты основывались на предположении, что глубина водного зеркала остается постоянной после того, как она достигла определенной глубины в течение вегетационного периода.

Однако можно также подсчитать количество доступной воды, если глубина уровня грунтовых вод колеблется. Влияние таких колебаний на урожай будет зависеть от величины $P.E.$ и осадков.

Если количество осадков превышает величину *P. E.*, что бывает зимой и осенью, никаких преимуществ от подъема уровня грунтовых вод ожидать не приходится. Напротив, из-за недостаточной аэрации корням может быть нанесен ущерб.

В период, когда величина *P. E.* превышает осадки, подъем уровня грунтовых вод даже на короткое время восстанавливает часть почвы до полевой влагоемкости. Это может иметь важное

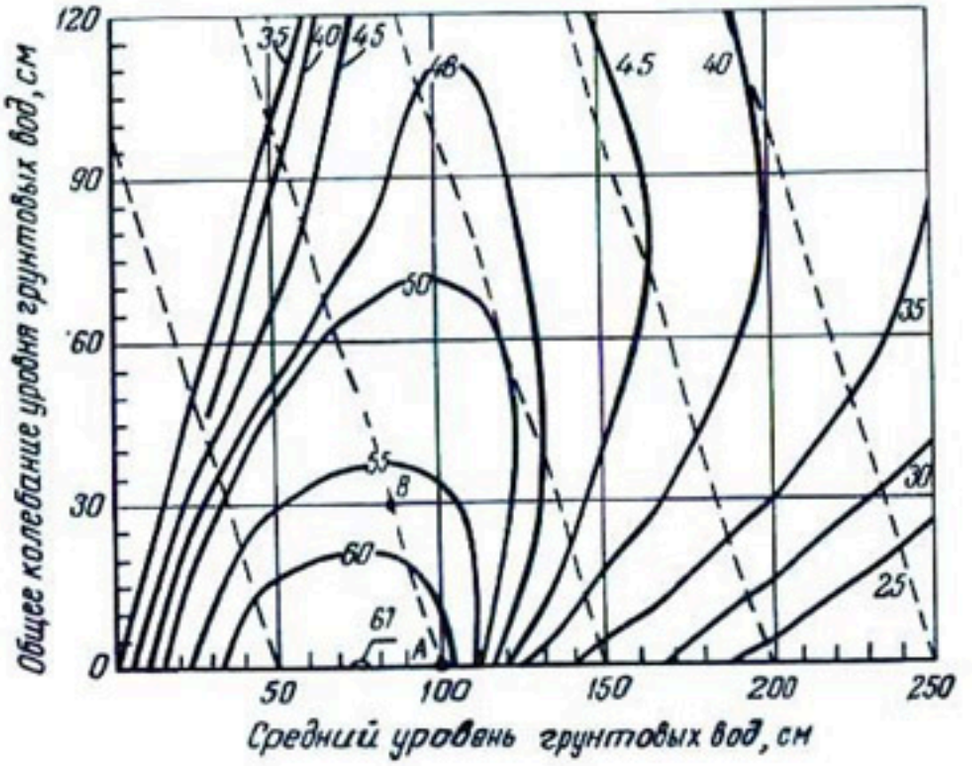


Рис. 215. Зависимость между урожаем ржи на песчаных почвах в 1949 г., средней глубиной уровня грунтовых вод и годовыми колебаниями этого уровня. Сплошные линии являются линиями одинаковых урожаев. Пунктирные линии связывают точки с одинаковым уровнем грунтовых вод (летом) и точки с различными уровнями (зимой). У точки *A* уровень 100 см является постоянным и летом, и зимой. В точке *B* средний уровень грунтовых вод равен 85 см, общее колебание составляет 30 см. Летом глубина равна 85+15=100 см, а зимой она составляет 85—15=70 см.

значение в случае, если в дальнейшем ожидается недостаток воды. Этим и объясняются эмпирические зависимости, полученные Бломеном (ср. с данными Виссера, 1953), который нашел, что колебания уровня грунтовых вод неблагоприятно влияют на урожай при высоком среднем уровне, но они способствуют увеличению урожая, если средний уровень был низким, например, на глубине около 125 см. Эта зависимость иллюстрируется рисунком 215.

Виссер (1948) показал, что урожай земляники на песчаных почвах при сильных колебаниях водного уровня падает, если средний уровень грунтовых вод мал (см. рис. 217 на стр. 592).

В следующем разделе урожаи, которые были получены при различных глубинах осушения, сравниваются на основе вышесказанного. Соответствие во всех отношениях получается удовлетворительным.

Таким образом, большие различия в осадках и величинах *P. E.*, видимо, достаточно хорошо учитываются в теоретических выкладках, несмотря на тот факт, что метод расчета сам по себе содержит много приближений. Авторы считают, что положение улучшится в ближайшие несколько лет, когда подобные вычисления будут сделаны и для других климатических условий и почв.

4. ФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОСУШЕНИЯ

Весселинг (1954) составил обзор физических аспектов осушения, которые и рассматриваются в этой главе.

§ 1. Глубина заложения дрен и расстояния между ними

Рожанский (1937) и Рассел (1934) дали обзор исследовательских работ, проделанных приблизительно до 1930 г., по определению глубины гончарных дрен или канав и расстояний между ними. Были выбраны опытные поля, на которых были проложены гончарные дрены, отстоящие друг от друга на различном расстоянии. Считалось, что расстояния, которые дали лучшие результаты, являлись наиболее правильными, и в аналогичных почвах дрены должны закладываться на таком же расстоянии.

Далее необходимо было сопоставить расстояние, определенное таким же образом, с физическими свойствами почвы, такими, как гигроскопичность, процентное содержание частиц < 20 μ, теплота смачивания и т. п. Рассел (1934) указал, что в вышеприведенных методах весь расчет основывается на результатах только одного года, при этом климатические факторы и геологическое строение не учитываются. Поэтому полученные зависимости нельзя использовать в других областях, где испарение и осадки другие.

Роте (1929) и Хоугхаудт (1940, 1952) разработали формулы для притока воды к открытым каналам и гончарным дренам, приняв в расчет проницаемость почвы. Имеются различные методы определения проницаемости (Хоугхаудт, 1936; Киркхем, 1946; ван Бейвел и Киркхем, 1949).

Киркхем (1948), Густафсон (1946), ван Демтер (1950), Киркхем и Гаскелл (1950), Эрнст (1954), Энгелунд (1951) и Дамм (1954) вывели формулы для гончарных дрен, которые удовлетворяют раз-

личным случаям. Лютин (1953) использовал при испытаниях электрические модели, в то время как Хоугхаудт (1937), Хардинг и Вуд (1942), Доннан (1946) и Густафсон (1946) проверили правильность своих формул на песчаных моделях. Обзор работ по этому вопросу сделан Чайлдсом и Коллиз-Джорджем (1950)[1].

Эти задачи осушения с помощью гончарных дрен решаются на основе установившегося течения.

При использовании этих формул должны быть известны глубина линий дрен, максимально допустимая высота грунтовых вод и предполагаемый расход дрен. После того как глубина дренажной системы определена, горизонтальное расстояние между гончарными дренами будет зависеть от допустимой высоты водного уровня и от предполагаемого расхода.

Как расход, так и высота, до которой поднимается поверхность грунтовых вод, зависят от следующих факторов:

1) количества и распределения осадков;
2) содержания влаги и водоудерживающей емкости почв;
3) проницаемости почв;
4) транспирации и испарения.

Об измерении расходов гончарных дрен смотри специальную литературу (Энгельгардт, 1932; Фаузер, 1932; Фейлберг и Борч, 1928—1951; Флодквист, 1931; Худиг и Велт, 1911; Киркхем и де Зеув, 1952; Николсон, 1934; Роте и Филипп, 1933; Завадил, 1937).

Измерения расхода, сделанные Роте и Филиппом (1933), показывают, что расположение дрен на меньшей глубине приводит к большему максимальному расходу и более быстрому понижению расхода. Николсон (1934) отмечает, что кротовые дрены обусловливают более быстрое повышение и понижение расхода, чем гончарные дрены. Сказанное справедливо как для лугов, так и для пахотных земель. Следовательно, на пахотных землях в случае более глубокой гончарной сети уровень грунтовых вод будет повышаться медленно, но будет оставаться высоким в течение более продолжительного периода, чем в случае неглубоких осушительных систем на лугах. Как правило, можно считать, что количество воды, которое может удерживать почва, будет больше на пахотных землях, особенно в более высоких слоях почвы.

Во влажных областях, таких, как Голландия, излишек дождей бывает зимой, когда испарение очень мало. Летом испарение превышает осадки и расход воды через дрены обычно не наблюдается. Следовательно, высокое стояние поверхности грунтовых вод наблюдается только зимой. Влияние этого высокого уровня грунтовых вод заслуживает более подробного рассмотрения.

---

[1] Приведенный перечень работ не включает обширной отечественной литературы по этому вопросу — см. предисловие.— *Прим. ред.*

§ 2. Уровень грунтовых вод

Роте (1929) предложил, чтобы максимально допустимый уровень грунтовых вод зимой составлял 50 см на пахотных землях и 40 см — на лугах. Нил (1934) нашел, что урожай не падает даже в том случае, когда уровень поднимался до 30 см от поверхности земли при условии, что он оставался ниже 60 см в течение 75% времени. В экспериментах Хоугхаудта (1952) уровень грунтовых вод зимой поддерживался постоянным на глубине 50 см, считая от поверхности почвы. Эти высокие уровни грунтовых вод не влияли на урожайность с.-х. культур, если после марта они понижались до нормальной глубины (около 120 см ниже поверхности).

В Голландии большинство сельскохозяйственных культур не страдало от того, что зимой уровень грунтовых вод находился на глубине 20 см от поверхности (ван дер Молен, 1953). Поэтому максимально допустимый уровень грунтовых вод в этом районе принимается равным 30 см ниже поверхности почвы. С другой стороны, Голландская служба эксплуатации земель и водных ресурсов при осушительных расчетах принимает максимально допустимый уровень грунтовых вод равным 40 см ниже поверхности для лугов и 50 см — для пахотных земель. Эти же величины предложены Роте (1929) и Виссером (1953, 1954).

Очевидно, высокий уровень грунтовых вод зимой оказывает небольшое влияние на урожайность сельскохозяйственных культур, но еще недостаточно хорошо изучен вопрос о том, как влияет на нее продолжительность удерживания уровня грунтовых вод на определенной глубине. Определено, что если уровень грунтовых вод находится на глубине 50 см ниже поверхности в период с октября по февраль, то он не оказывает отрицательного влияния на урожайность, чего нельзя сказать о том же уровне в сентябре и марте.

Неблагоприятное влияние высокого уровня грунтовых вод может объясняться и недостатком кислорода в почве (Рассел, 1953).

При нормальных условиях поверхность грунтовых вод опустится в течение лета ниже уровня заложения гончарных дрен.

Чтобы исследовать влияние уровня грунтовых вод на урожайность сельскохозяйственных культур, Хоугхаудт (1952) провел опыты на тяжелой глине в Нью-Бирте (Голландия). Уровень грунтовых вод в течение всего года поддерживался постоянным на глубине 40, 60, 90, 120 и 150 см от поверхности. В последние 2 года водный уровень поддерживался на глубине 50 см в течение периода с октября по февраль включительно. Полученные при этом урожаи указаны в таблице 46.

Таблица 46

Влияние постоянного уровня грунтовых вод на урожайность сельскохозяйственных культур на опытных полях.
По Хоугхаудту (1952)

Культуры	Год	Урожайность (кг/ар) при уровне грунт. вод				
		40 см	60 см	90 см	120 см	150 см
Ячмень	1943	27,2	28,9	31,4	27,0	26,9
Горох	1943	22,6	24,8	30,1	33,5	34,6
Конские бобы . .	1943	25,6	28,0	32,6	34,2	34,1
Озимая пшеница	1940—1944	21,5	21,3	24,5	29,3	24,8
Овес	1944	24,0	33,7	40,0	48,1	45,6
Сахарная свекла	1944	723	796	847	862	859
Озимый ячмень	1944—1945	18,5	17,7	19,7	20,7	20,6
Яровая пшеница	1945	31,5	29,3	30,9	38,5	30,5
Горох	1945	32,9	37,2	36,8	38,3	40,0
Горох	1946	7,7	17,5	19,2	19,2	19,4
Тмин	1945—1946	19,2	19,7	20,9	20,7	17,1
Фасоль	1946	24,4	26,9	25,6	25,5	27,9
Яровой ячмень . .	1947	33,2	39,5	42,1	43,0	43,4
Тмин	1946—1947	9,0	10,8	10,6	11,2	10,6
Яровая пшеница	1947	33,8	41,9	43,7	43,7	42,6
Озимая пшеница	1947—1948	19,8	27,3	31,9	36,5	41,9
Овес	1948	29,8	39,6	43,1	51,9	54,1
Картофель	1948	232	259	245	239	247
Рапс	1948—1949	27,3	31,6	31,9	32,6	34,6
Сахарная свекла *	1949	31,9	35,1	38,5	41,0	42,6
Рапс	1949—1950	11,8	15,1	15,1	15,7	14,9
Озимый ячмень	1949—1950	28,5	38,0	39,0	43,3	43,0
Озимая пшеница	1949—1950	31,3	37,6	42,5	45,8	51,3

* Семенники.

Обычно урожаи возрастают с увеличением глубины поверхности грунтовых вод, но иногда на участках с уровнем 150 см урожаи понижаются из-за полегания хлебных злаков.

Поддерживание высокого уровня на неизменной глубине позволяет растениям поглощать влагу из грунтовых вод. Это особенно важно в засушливые годы. Для иллюстрации этого на рисунке 216 показана зависимость относительных урожаев яровых хлебных злаков от разницы между величиной *P. E.* и дождевыми осадками (урожай при глубине грунтовых вод 120 см принят за 100%). Чем выше разница между величиной *P.E.* и дождевыми осадками, тем выше относительный урожай сельскохозяйственных культур, полученный с участков с высоким уровнем грунтовых вод. Это вызвано отчасти лучшей аэрацией в засушливые годы, отчасти — всасыванием влаги из грунтовых вод.

Подобные эксперименты проводили Иден и др. (1951), Николсон (1952), Николсон и Фирс (1953) с различными культурами на торфяных почвах (Кембридж, Англия). В засушливые годы (1947 и 1949) максимальные урожаи были получены при небольшой глубине грунтовых вод (обычно от 37,5 до 60 см). С другой стороны, во влажные годы (1950 и 1951) урожаи на участках с близким уровнем воды были более низкими. Рассел (1953), который делал обзор этим и аналогичным опытам в Голландии, отмечает, что чем глубже уровень грунтовых вод в этом виде почв и чем больше почва обрабатывается, тем быстрее будет окисляться

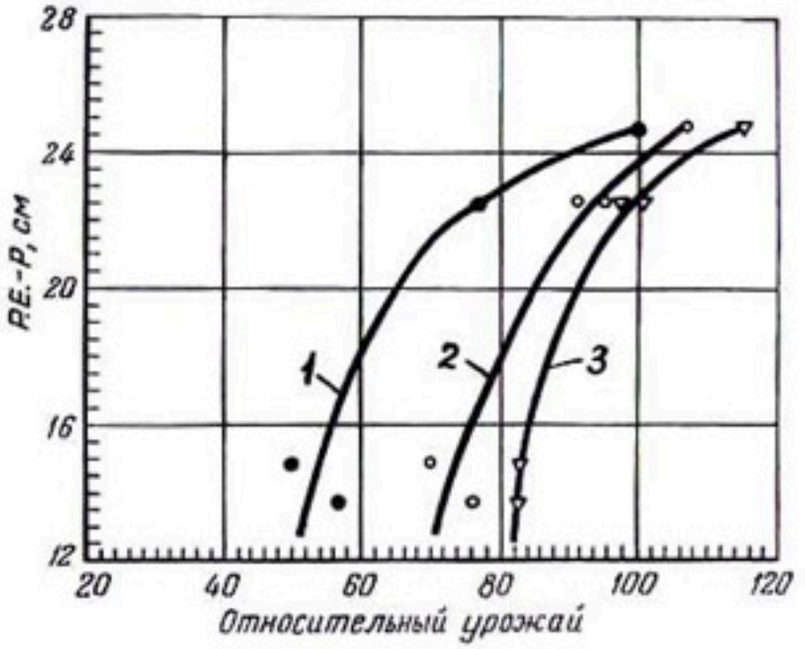


Рис. 216. Зависимость относительных урожаев яровых хлебных злаков от разности $P.\ E. - P$, где P — осадки:

1 — глубина поверхности грунтовых вод равна 40 см; *2* — глубина равна 60 см; *3* — глубина равна 90 см. Урожай выражен в процентах от урожая на участке, где глубина поверхности грунтовых вод равнялась 120 см. Чем суше год, тем больше разница $P.\ E.-P$. С увеличением этой разницы относительный урожай с участков с высоким уровнем грунтовых вод быстро возрастает.

органическое вещество, что приводит к осадке поверхности почвы и усложняет задачу осушения. Этот факт хорошо известен в Голландии.

Николсон (1952) указал на то, что, хотя высокие уровни грунтовых вод иногда незначительно влияли на уменьшение урожая и даже повышали его в засушливые годы, тем не менее они затрудняли обработку земли. Поля сильно зарастали сорняками, а поверхность почвы была такой мягкой и влажной, что обрабатывать почву было очень трудно. Даже в том случае, когда сорняки выкорчевывались, они снова быстро прорастали. Эта серьезная проблема возникает на участках, где выращиваются сельскохозяйственные и садовые культуры, но она не является проблемой на лугах и пастбищах.

Рассел (1953), комментируя эксперименты Николсона, указывал, что поверхность таких земель должна быть выровнена, а глубину грунтовых вод следует по возможности поддерживать везде одинаковой. В Голландии обычно обращают большое внимание на то, чтобы такие почвы имели гладкую горизонтальную поверхность.

Роу (1936) провел несколько экспериментов на торфяных почвах с различными сельскохозяйственными культурами. Он нашел что максимальные урожаи пропашных культур можно получить при залегании грунтовых вод на глубине 90—100 см. В случае садовых культур глубина поверхности грунтовых вод при максимальных урожаях составляет 75—90 см. Однако эти торфяные почвы залегали на песчаном слое, а толщина торфяного слоя не везде была одинаковой. Толщина торфяного слоя имеет очень большое значение, как было показано Виссером (1950).

Ван дер Ворт (1953) дал обзор экспериментов, проводившихся на различных почвах Голландии с целью определить зависимость урожая трав от глубины поверхности грунтовых вод. Летом оптимальная глубина грунтовых вод на торфяных и песчаных почвах лежит в пределах от 40 до 70 см. На глинистых почвах эта глубина должна поддерживаться в пределах от 90 до 100 см. Винд (1955) на основе опытов по капиллярному подъему рассчитал, что в Голландии уровень грунтовых вод при выращивании пастбищных культур на тяжелой глинистой почве должен находиться на глубине 50 см. Предполагается, что верхние 10 см почвы станут сухими, но на глубине 10 см величина pF не будет превышать цифры 3,0. Транспирация может составить в среднем 0,3 см/сутки. Однако в ясные дни она может легко превысить 0,4 см/сутки. Хармер (1941) установил, что уровень грунтовых вод на пахотных унавоженных почвах штата Мичиган должен находиться на глубине 75—90 см, а на лугах на глубине 60—75 см.

Блаав (1938а) исследовал влияние высоты поверхности грунтовых вод на урожай лука. В крупном песке оптимальной оказалась глубина 50 см, в мелком песке — 60 см. Песок почти не содержал гумуса, и урожай заметно падал, если поверхность грунтовых вод понижалась на 10 см. Только в почве, которая содержит крупный песок и обладает высокой пропицаемостью, необходимо поддерживать высоту поверхности грунтовых вод в таких узких пределах.

Высокий уровень грунтовых вод неблагоприятен для роста корней, поскольку они обычно не проникают на глубину, находящуюся приблизительно на расстоянии 30 см над грунтовыми водами (Лютин и Бианчи, 1954; Эллиот, 1942; Годеваген, 1942).

Зависимость урожая земляники, выращиваемой на песчаной почве, от средней глубины грунтовых вод показана на рисунке

217, *а* (Виссер, 1948). Как видно из графика, урожай почти не уменьшается, если поверхность грунтовых вод не опускается ниже 90 см. Наоборот, рис. 217, *б* показывает значительное отрицательное действие больших колебаний годового уровня грунтовых вод, т. е. высокий уровень зимой и низкий летом неблагоприятно влияет на урожай. Те же выводы были сделаны и в отношении картофеля (Виссер, 1952) и пастбищ (Вестра и Виссер, 1952). Урожай пастбищной травы сильно уменьшается, если земли затопляются в течение зимы, что обычно бывает на неосушаемых или плохо осушенных землях (рис. 218).

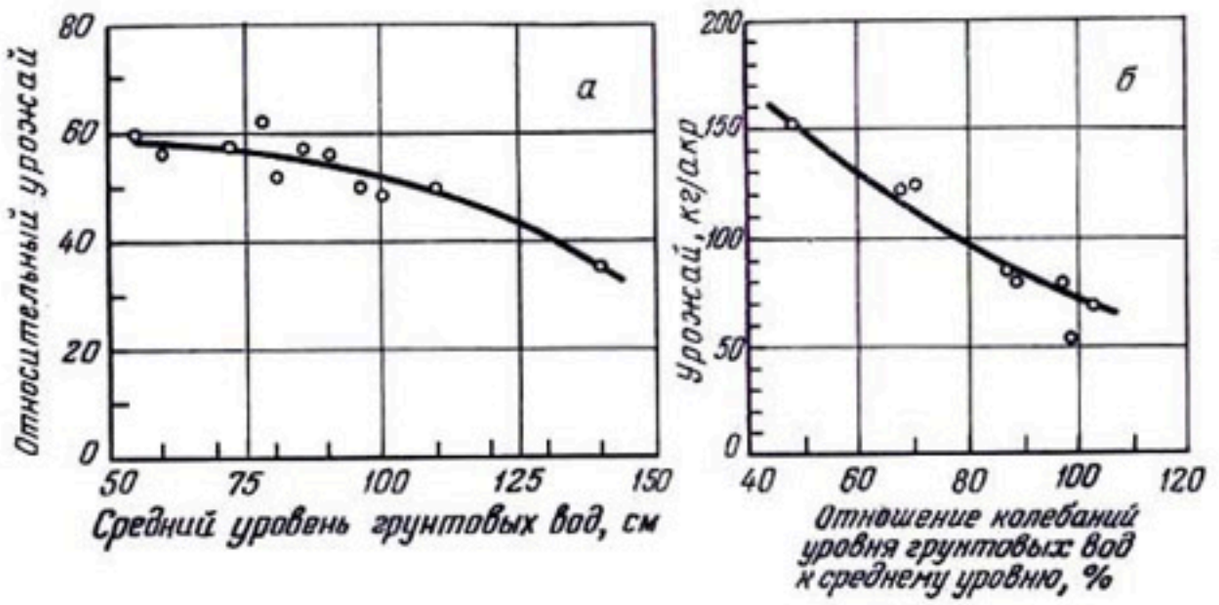


Рис. 217. Зависимость урожая земляники (*кг/ар*), полученного на песчаной почве, от положения поверхности грунтовых вод (по Виссеру, 1948):

например, колебание уровня, равное 80%, означает, что средняя глубина h см уменьшается до 0,6 h см зимой и увеличивается до 1,4 h см летом; в большинстве случаев глубина h в опытах была приблизительно равна 70 см.

С другой стороны, колебания уровня грунтовых вод в течение лета благоприятно влияют на урожай. Это объясняется тем фактом, что почва в корневой зоне снова приобретает полевую влагоемкость. Наблюдения Бломена (ср. с данными Виссера, 1953) за урожаем ржи на песчаных почвах подтверждает это заключение.

Суммируя различные наблюдения, можем сделать следующие заключения.

1. Наиболее благоприятная глубина поверхности грунтовых вод зависит от вида сельскохозяйственных культур и типа почвы. Качественная обработка большинства наблюдений возможна в том случае, если будет принята во внимание глубина корневой зоны, которая изменяется в широких пределах в зависимости от сельскохозяйственных культур и почв.

2. Наиболее благоприятная глубина поверхности грунтовых вод изменяется от года к году в зависимости от величины *P. E.* и осадков.

3. Временный подъем уровня грунтовых вод летом в засушливое время года, когда наблюдается недостаток воды, полезен.

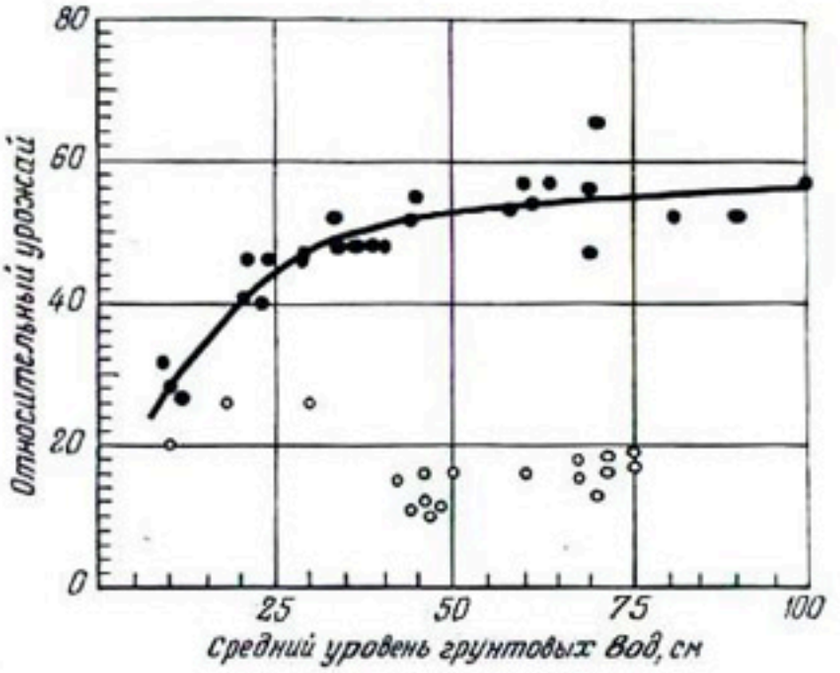


Рис. 218. Зависимость между урожаем пастбищной травы на песчаной почве и средней глубиной поверхности грунтовых вод. Светлые точки соответствуют участкам, которые зимой затапливались. Урожай с этих участков заметно ниже урожая с участков, где уровень грунтовых вод постоянно находился ниже поверхности почвы (черные точки).

Однако за исключением этого случая не выяснено, как влияют колебания уровня грунтовых вод на урожай сельскохозяйственных культур.

§ 3. Влияние гончарного дренажа на свойства почвы

Копецкий (1908) установил, что весной температура земли, осушенной гончарным дренажем, выше на 1—5° С. В результате наблюдений, проведенных летом и осенью Роте и Филиппом (1933) и Тапели (1950), не было обнаружено никаких различий в температуре. Температура почвы зависит от ее теплоемкости, теплопроводности и от количества тепла, поступающего для согревания почвы. Последний из упомянутых факторов зависит от того, сколько воды испаряется из почвы. Приведенные выше цифры теоретически возможны, хотя разница в 5° С, вероятно, будет

обнаружена только в средних географических широтах, если испарение с почвенной поверхности в осушенных почвах будет меньше, чем в неосушаемых почвах. Распределение температуры в почве, состоящей из двух слоев с различным содержанием влаги, было рассмотрено ван Дуином (1956).

Как указывали Копецкий (1908) и Танели (1950), осушенные почвы могут обрабатываться весной дней на 5—10 раньше.

Роу (1940) отмечает, что почвенная проницаемость возрастает благодаря большей глубине корней, но он не приводит определенных данных по этому вопросу.

Исследования гончарного дренажа, проведенные Ионата (1932) и Копецким (1908), показали, что порозность почвы над уровнем гончарных дрен возрастает благодаря усадке почвы и образованию трещин. Если почва не была переувлажненной до устройства дрен, то этот эффект, возможно, будет иметь небольшое значение. Демортье и Древен (1952) и Рожанский (1937) не нашли увеличения порозности после одного года работы дренажа. Фаузер (1933, 1935) нашел, что порозность глинистых и лёссовых почв возрастает на 1—3% после осушения в течение 25 лет. Поэтому представляется, что улучшение почвенной структуры бывает незначительным.

С другой стороны, в крайних случаях, например на впервые осушаемых землях, происходит заметная осадка и образуются трещины, если почва содержит более 10% частиц размером менее 2μ (ван дер Молен, 1953). Спустя некоторое время структура разрушается опять в результате окисления органического материала.

Ионата (1932) наблюдал движение частиц размером меньше 20μ в направлении к дренам и в направлении больших глубин в почвах, осушаемых гончарным дренажем. Фаузер (1933, 1935), с другой стороны, нашел, что процентное содержание таких малых частиц уменьшается в направлении дрен и с увеличением глубины. Мажно (1939) не заметил различий в механическом составе материалов, находившихся в дренах и окружающей почве. Зибен и Велдман (1954) нашли, что мелкий материал проникал в поры и отверстия почвы, являющейся засыпкой траншей, в которые были уложены гончарные дрены. В гончарных дренах, уложенных в грубых почвах, был найден относительно грубый материал, в то время как в почвах с более мелким механическим составом были обнаружены только мелкие частицы. Проникновение грубых частиц происходит вскоре после укладки гончарных дрен. Если почва в траншеях осела, то, как установлено, мигрируют только мелкие частицы. Более мелкие частицы, очевидно, мигрируют легче, чем грубые фракции (см. табл. 47).

Химические ионы, очевидно, вымываются аналогичным образом. Худиг и Велт (1911) получили цифры, которые были сравни-

Таблица 47

Количество частиц размером меньше 2μ ($2 \cdot 10^{-6}$ м), найденных в обрабатываемом слое почвы и в гончарных дренах (по Зибену и Велдману, 1954)

Номер образца почвы	Количество частиц (% от веса образца)	
	в обрабатываемом слое	в гончарной дрене
1	27	70,0
2	27	75,0
3	30	81,9
4	27	80,9

мы с цифрами, полученными при лизиметрических экспериментах. Они пришли к заключению, что потери ионов не ликвидируют преимуществ лучшего осушения. Это положение было подтверждено Роте и Филиппом (1933).

Симпсон и Томас (1931) нашли, что в осушенных глинистых почвах величина pH возрастает сверху вниз до глубины 75 см, что, возможно, обусловлено лучшей аэрацией почвы. Смолик (1937) нашел значительное увеличение окислительно-восстановительного потенциала осушенных почв.

Перевод Р. Ф. Панковой

II. ПРОБЛЕМЫ ЗАСОЛЕНИЯ И СОЛОНЦЕВАТОСТИ ПРИ ВЫСОКОМ УРОВНЕ ГРУНТОВЫХ ВОД

Засоленность и солонцеватость почвы, обусловившие упадок многих древних цивилизаций, представляют собой факторы, которые значительно уменьшают продуктивность миллионов акров сельскохозяйственных земель (Грин, 1948; Израэльсен, 1950; Келлог, 1950; Торн, 1954).

Даже беглый обзор показывает, что в США приблизительно одна треть орошаемых и пригодных для орошения земель в 17 западных штатах в той или иной степени подвержена воздействию засоления и солонцеватости. Эти неблагоприятные почвенные условия встречаются главным образом в засушливых и полузасушливых районах, где осадков недостаточно для нормального роста культур и поэтому необходимо применять орошение

(Меджистед, 1944, 1945; Торнвейт, 1948; Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954).

При орошении больших площадей неизбежно встает вопрос о дренаже, возникающий главным образом в результате низкой эффективности использования поливной воды (Израэльсен, 1950). Эти задачи возникают в связи с пополнением грунтовых вод при избыточном орошении земель и из-за фильтрации воды с высоко расположенных участков. Кроме того, необходимость дренажа вызывается требованием использовать избыточную поливную воду в целях мелиорации засоленных и солонцовых земель. Несмотря на то, что фермеры и инженеры обычно понимают целесообразность надлежащего сельскохозяйственного дренажа, они редко учитывают тот факт, что удаление солей и щелочей из почвы часто может играть бо́льшую роль в получении высоких урожаев сельскохозяйственных культур, чем удаление излишка воды (Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954).

Вопрос о появлении засоления и солонцеватости на землях, которые раньше были высокоплодородными, имеет для фермеров большое экономическое значение. Эти неблагоприятные обстоятельства могут сложиться и в естественных условиях от таких причин, как засоленность грунтовых вод в сочетании с недостаточным дренажем или плохой водопроницаемостью почвы, или от причин, обусловленных деятельностью человека, например применение излишних количеств поливной воды, использование поливной воды низкого качества, отсутствие возможностей для дренирования, неправильное ведение хозяйства или от сочетания этих факторов (Файерман и Хейуорд, 1955; Хилгард, 1906; Келли, 1951; Келлог, 1950; Меджистед и Христиансен, 1944; Рассел, 1950; Сигмонд, 1938; Торп и Петерсон, 1954; Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954).

Цель этого раздела заключается в том, чтобы кратко охарактеризовать способы мелиорации засоленных и солонцеватых почв при высоком уровне грунтовых вод.

1. ОБРАЗОВАНИЕ ЗАСОЛЕННЫХ И СОЛОНЦОВЫХ ПОЧВ

Засоленные и солонцовые почвы содержат избыточное количество растворимых солей или адсорбированного натрия (щелочи), или то и другое вместе. Первоначальными источниками этих солей являются первичные минералы, находящиеся в почвах, и горные породы земной коры. В результате химического распада и физического выветривания растворимые составные части постепенно высвобождаются из минералов (Файерман и Хейуорд, 1955; Харрис, 1920; Хилгард, 1906; Келли, 1951).

Во влажных районах эти растворимые соли переносятся дождем вниз, в подземные воды, и в конце концов выносятся реками в океаны. Однако в засушливых районах выщелачивание обычно носит местный характер, и растворенные соли не переносятся на большое расстояние. Даже если соли и попадают в водные потоки или вмываются в глубокие слои грунта, то эти потоки и грунтовые воды обычно используются для орошения и соли часто возвращаются в почву, из которой они были удалены. Соли также не переносятся далеко и потому, что осадков бывает недостаточно для удаления этих солей выщелачиванием. Это наряду с большой интенсивностью испарения, характерной для засушливых климатов, и обусловливает концентрацию солей в почвах и грунтовых водах[1].

Недостаточное дренирование создает условия, усиливающие засоленность и солонцеватость почв. Вследствие малого количества осадков в засушливых районах поверхностные дренажные пути развиты плохо, в результате чего дренируемые бассейны не имеют выхода к постоянным потокам.

Как указывалось выше, проблемы засоления и щелочности часто возникают как результат орошения равнинных земель, которые не были засоленными и в естественных условиях хорошо дренировались (Келли, 1951; Бюро мелиорации при Министерстве внутренних дел США, 1951; Торн и Петерсон, 1954). Возможно, в этом случае дренаж является недостаточным для того, чтобы отвести добавочную грунтовую воду, появившуюся в результате избыточного орошения. При этом в относительно короткий срок поверхность грунтовых вод может подняться со значительной глубины до глубины в несколько футов, считая от поверхности почвы. Когда это происходит, вода в результате испарения и потребления ее растениями начинает двигаться вверх к поверхности земли. Это увеличивает содержание солей в поверхностных слоях почвы и в почвенной воде в зоне корневой системы растений, в результате чего образуются массивы засоленных почв площадью от нескольких акров до сотен квадратных миль (Доннан и Брэдшоу, 1952; Торн и Петерсон, 1954; Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954).

---

[1] Трудно согласиться с мнением автора о том, что растворенные соли не переносятся на значительные расстояния. Изучение этого вопроса в аридной зоне СССР показало, что подземные воды, формирующиеся в горных образованиях, конусах выносов и других окружающих равнины геоморфологических элементах, способны растворять и транспортировать значительные количества солей в сторону прилегающих равнин — «зон рассеивания», где эти соли концентрируются в почвах, грунтах и грунтовых водах (см. работы В. А. Ковды, Л. П. Розова и др.— лит. на стр. 436, 440). — *Прим. ред.*

2. КАЧЕСТВО ПОЛИВНОЙ ВОДЫ

Вода, которая требуется для роста растений, поглощается корнями из почвенных растворов. Многие растения поглощают и испаряют за сезон около 500 кг воды на каждый килограмм сухого вещества, образующегося в растениях. Поэтому в засушливых районах запас влаги в почве должен периодически пополняться за счет орошения.

Все оросительные воды, независимо от того, берутся ли они из источников, потоков или выкачиваются из колодцев, содержат заметное количество растворимых солей (Геологическая служба США, 1950). Содержание солей в большинстве ирригационных вод составляет от 0,1 до 5 т на акрофут воды (приблизительно от 70 до 3,500 частей на миллион)[1].

Если оросительная вода высокого качества, то почвы, на которые она подается, могут быть улучшены, но если качество оросительной воды плохое, то почва может ухудшиться и больше не давать удовлетворительных урожаев (Итон, 1950; Уилкокс, 1955). Ни испарение с поверхности почвы, ни поглощение растениями не вызывают заметного уменьшения количества соли, которое добавляется в почву с поливной водой. Следовательно, орошение неизбежно приведет к скоплению растворимых солей в почвенном профиле и к образованию засоленных или солонцовых почв (Итон, 1950), если такое скопление не предотвратить путем надлежащего орошения и хорошего ухода за почвой (Файерман и Хейуорд, 1955).

Соотношение между количеством растворимых солей, поступивших на участок вместе с ирригационной водой, и количеством солей, удаленных с этого участка с помощью дренажной воды, получило название солевого баланса участка (Скофилд, 1940). Поэтому на орошаемой площади должен поддерживаться благоприятный солевой баланс, при котором количество удаляемых солей равно или превышает их поступление.

Ухудшение почвы часто является результатом применения оросительной воды на плохо дренируемых почвах, поскольку в этом случае нельзя предотвратить скопление в почве растворимых солей. Засоление и солонцеватость почвы бывают и при хорошем дренаже, если подается недостаточное количество оросительной воды, в результате чего не обеспечивается вымывание избытка солей (Доннан и Брэдшоу, 1952).

---

[1] 1 акрофут = 1223,4 м³; следовательно, указана концентрация солей в пределах 0,08—4 г/литр.— *Прим. ред.*

3. ВЛИЯНИЕ ЗАСОЛЕНИЯ И СОЛОНЦЕВАТОСТИ НА РОСТ РАСТЕНИЙ

Засоление и солонцеватость, накопление растворимых солей или обменного натрия в почве оказывают влияние на рост культурных растений тремя путями.

Первое и наиболее важное влияние состоит в том, что уменьшается количество воды, поглощаемой из почвы корнями растений, и скорость этого поглощения (Файерман и Хейуорд, 1955; Хейуорд и Уодлей, 1949; Шоу, 1952). Дело в том, что непрерывное оропение при неблагоприятных условиях приводит к постепенно возрастающему увеличению осмотического давления, которое является энергетическим критерием содержания растворимых солей. Задержка роста фактически находится в линейной зависимости от осмотического давления и в значительной степени зависит от видов имеющихся в почве солей (Хейуорд и Уодлей, 1949). Ясно, что действие определенного количества растворимых солей в почвенном растворе усиливается, если количество влаги, содержащейся в почве, уменьшается (в промежутке между поливами), и концентрация солей соответственно возрастает. Таково одно из главных действий засоления — снабжение растения водой уменьшается.

Во-вторых, использование воды, насыщенной большим количеством натрия, особенно двууглекислого, создает неблагоприятные физические условия в почве, обусловленные комплексными реакциями, которые называются основным обменом (Итон, 1950; Келли, 1948). Почвы, сильно насыщенные натрием, имеют склонность к оплыванию при смачивании, задерживая таким образом движение воды и воздуха. При высыхании такие почвы покрываются коркой и образуют твердые комки.

Третье действие заключается в том, что некоторые соли или ионы, безвредные в низких концентрациях, могут скопиться в почве в достаточно большом количестве, чтобы вызвать токсические реакции в растениях. Среди таких ионов следует назвать бор и литий, которые ядовиты даже в небольших количествах, а также хлор, натрий и бикарбонатные ионы, которые вредны для некоторых растений, когда их концентрация относительно высока (Рассел, 1950; Шоу, 1952; Торн и Петерсон, 1954; Уилкокс, 1955).

Эти рассматриваемые нами почвы, которые называются солончаками и солонцами, различны по физическим и химическим характеристикам, по их действию на рост растений и по мероприятиям, необходимым для мелиорации этих почв (Файерман и Хейуорд, 1955; Келли, 1951; Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1953). Являются ли почвы засоленными или солон-

цеватыми, зависит от химического состава растворимых солей, которые накопились в них или уже содержались к моменту их освоения.

4. ЗАСОЛЕННЫЕ ПОЧВЫ

Засоленная почва содержит достаточно большое количество растворимых солей, которые так распределены в почве, что они препятствуют росту большинства культурных растений. Обычно почва имеет только слегка щелочную реакцию (pH =7,0÷8,5) и содержат очень мало адсорбированного натрия. Засоленные почвы часто распознаются по наличию белых солевых корок на поверхности, по влажным, маслянистым участкам, лишенным растительности, по чахлому росту культурных растений, которые сильно различаются по размерам и имеют темную сине-зеленую листву, а иногда и по ожогам и покраснению краев листьев (Хилгард, 1906; Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954). Тем не менее для установления засоленности почв обычно измеряют их электрическую проводимость и химические свойства. Поскольку засоленность имеет важное значение вследствие вредного влияния на рост растений, концентрацию солей в почвах и воде чаще всего характеризуют по реакции растения. В почвах засоленность должна выражаться с таким расчетом, чтобы были приняты во внимание и влагоудерживающие характеристики почвы (показатель текстуры). Одно и то же количество соли является более вредным в песчаной почве, чем в глинистой, так как первая удерживает меньше воды, и поэтому раствор соли в ней оказывается более концентрированным (Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США[1], 1954).

Почвенный раствор обыкновенно получают смешиванием почвы с достаточным количеством воды для приготовления насыщенной почвенной пасты, из которой затем отфильтровывают раствор (Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954). При этом способе учитывается как строение, так и водоудерживающие свойства почвы. Содержание соли в отфильтрованном растворе легче всего характеризовать по его способности проводить электрический ток. Эта способность называется электрической проводимостью и выражается[2] в мо на сантиметр $\times 10^{-3}$ при 25° С. Для краткости употребляется термин миллимо[3].

Значение миллимо как единицы измерения засоленности легче всего уяснить при рассмотрении влияния засоленности на рост

[1] U. S. Salinity Laboratory.

[2] Или симменс (единица проводимости): величина, обратная ому.— *Прим. ред.*

[3] Единица электропроводности почвенного раствора. —*Прим. ред.*

растений (Хейуорд и Уодлей, 1949). При проводимости, равной 0 ÷ 4 миллимо, рост замедляется только у очень чувствительных культур, к которым следует отнести некоторые формы кормовых бобов, редис, овощную фасоль, клевера и такие древесные породы, как авокадо, цитрусовые, персик, абрикос, миндаль, слива, яблоня и груша. При засоленности от 4 до 8 миллимо вышеупомянутые культуры поражаются очень серьезно, тогда как умеренно выносливые культуры поражаются меньше. Среди умеренно выносливых культур можно отметить следующие: лен, кукуруза, рис, пшеница, большинство кормовых культур, томаты, салат-латук, картофель и др. При засоленности от 8 до 16 миллимо чувствительные культуры поражаются очень сильно, умеренно выносливые культуры поражаются значительно и только выносливые культуры развиваются хорошо. Среди последних можно указать ячмень, сахарную свеклу, хлопчатник, спаржу, шпинат, финиковую пальму и такие злаковые травы, как споробулус, свинорой, трава Родса, житняк и др. Если засоленность превышает 16 миллимо, ни одно из культурных растений не развивается нормально и выживают только немногие из них.

5. МЕЛИОРАЦИЯ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

Почвенные частицы под воздействием электрических зарядов на их поверхностях адсорбируют и удерживают такие катионы, как натрий, кальций и магний. Адсорбированные ионы соединяются с почвенными частицами, но они могут свободно обмениваться с другими ионами в почвенном растворе. Эта реакция называется катионным обменом (Келли, 1948)[1]. Соотношение различных катионов в обменном комплексе зависит от их концентраций в почвенном растворе. Кальций и магний имеют меньшую обменную способность, чем натрий. Так как натриевые соли редко составляют более половины солей, содержащихся в почвах, то глинистые частицы адсорбируют очень мало натрия. Поэтому адсорбированными ионами в засоленных почвах являются главным образом кальций и магний. Такие глины являются устойчивыми в воде, они легко образуют гранулы и частицы и содействуют созданию среды, которая требуется для прорастания семян и роста растений.

---

[1] По затрагиваемым здесь вопросам см. след. работы: Гедройц К. К. Учение о поглотительной способности почв, изд. 4-е, СХГ, М., 1933; Ковда В. А. Солончаки и солонцы, изд. АН СССР, М.— Л., 1937; Антипов-Каратаев И. Н. Мелиорация солонцов в условиях орошения (Труды Почвенного института им. В. В. Докучаева, 24, изд. АН СССР, М—Л., 1940) и другие работы.— *Прим. ред.*

Из-за излишка солей и из-за отсутствия значительных количеств адсорбированного натрия засоленные почвы обычно становятся комковатыми и, как следствие, их проницаемость становится выше, чем проницаемость аналогичных незасоленных почв. Следовательно, если обеспечить хороший дренаж, то излишек растворимых солей может быть удален с обычной поливной водой путем выщелачивания (Келли и др., 1949).

Часто с экономической точки зрения оказывается невозможным сохранить низкую засоленность почвы. Причиной может быть слишком большая засоленность оросительной воды, высокая стоимость требующегося дренажа или низкая проницаемость данной почвы. В этом случае ничего не остается, как найти способ ведения хозяйства в условиях засоления. Фермер может воспользоваться существующим опытом, позволяющим снизить до минимума действие засоления, а также может сделать рациональный выбор культур или сортов, которые будут обеспечивать удовлетворительные урожаи и в условиях умеренной засоленности (Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954). При выборе культур для засоленных почв особое внимание должно быть обращено на солеустойчивость культур в период прорастания.

Скудные урожаи часто являются результатом того, что не удается получить удовлетворительные всходы (Эйерс, 1951). Можно изменить способы посева, чтобы довести до минимума скопление соли вокруг семян и получить хорошие всходы в условиях засоления. Рекомендуемые практические методы и устойчивость многих видов и сортов культурных растений указаны в Справочнике № 60 Министерства сельского хозяйства США в статье «Диагностика и улучшение засоленных и солонцеватых почв» (Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954).

6. КОЛИЧЕСТВО ВОДЫ, НЕОБХОДИМОЕ ДЛЯ ПРОМЫВКИ ПОЧВЫ

Потребность воды для промывки определяется долей оросительной воды, которая должна быть пропущена через корнеобитаемую зону почвы для поддержания засоленности на заданном уровне (Рив, Эллисон и Петерсон, 1948; Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954). Поэтому потребность в промывке зависит от содержания растворимых солей в оросительной воде и от максимальной концентрации солей, допустимой в почвенном растворе. Эта максимальная концентрация будет зависеть от возделываемой культуры. Предполагается, что за исключением поверхностных корок наибольшая концентрация создается внизу активной корневой зоны и в отводимой дренажной воде.

Допустим, что подача оросительной воды равномерная, атмосферные осадки отсутствуют, удаление солей культурами не происходит, растворимые составные части в почве не осаждаются, движение воды установившееся и имеются соответствующие дренажные устройства[1]. При этих условиях[2] потребность в промывке[3] LR выражается просто отношением эквивалентной толщины слоя дренажной воды к толщине слоя оросительной воды[4] (D_{dw}/D_{iw}). Это отношение может быть выражено в виде дроби или в процентах. При перечисленных выше условиях это отношение обратно пропорционально отношению соответствующих электрических проводимостей[5] (Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954). Другими словами,

$$LR = \frac{D_{dw}}{D_{iw}} = \frac{EC_{iw}}{EC_{dw}} .$$

Для культур, у которых значение EC_{dw} =8 миллимо/см является допустимым и оросительная вода имеет проводимость 2 миллимо/см, промывная потребность будет составлять $^2/_8$, или 25%. В результате сделанных нами допущений эта величина будет максимальной. Пользоваться приведенным выше уравнением нужно с осторожностью. В частности, необходимо уяснить себе условие о среднем значении периода. В том случае, если промывка осуществляется благодаря выпадению осадков, уравнение теряет силу. Вследствие низкой эффективности ирригации при обычных методах ведения хозяйства, наверное, не имеет смысла определять небольшие потребности в промывке. Уравнение может быть полезным только для понимания того, что должно происходить в корнеобитаемом слое возделываемой культуры.

---

[1] В СССР разработаны дифференцированные рекомендации по допустимому содержанию солей для различных культур, типов засоления, видов почвогрунтов, зон (рекомендации В. А. Ковда, В. В. Егорова, А. Н. Каюка, А. Н. Костякова, В. Р. Волобуева, В. М. Легостаева и др.; см., например, Технические указания по проектированию горизонтального дренажа засоленных земель, Изд. МСХ СССР, М., 1962).— *Прим. ред.*

[2] Трактовка автором вопроса определения промывных норм весьма примитивна; она не учитывает исходного засоления почв, сроков рассоления, растворимости и переноса солей и ряда других важнейших факторов. В СССР проведены значительные исследования как по установлению промывных норм в зависимости от типа и степени засоления, характеристики грунтов, так и других условий (Л. П. Розов, А. Н. Костяков, А. А. Черкасов, В. Р. Волобуев, В. М. Легостаев, А. А. Шошин и другие — см. лит. на стр. 440 и в прим. 1).— *Прим. ред.*

[3] *Leaching Requirement.*

[4] Расшифровка индексов *dw* и *iw*: *drainage water*, *irrigation water*.

[5] *Electrical Conductivity.*

7. СОЛОНЦОВЫЕ ПОЧВЫ

В солонцовой (или натриевой) почве содержится достаточно большое количество адсорбированного, или обменного, натрия, препятствующего произрастанию большинства культурных растений (Бауэр и Уодлей, 1948; Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954). Почва может иметь сильно щелочную реакцию, но она может не содержать чрезмерных количеств растворимых солей. Эти почвы соответствуют «черным солонцовым» почвам и часто встречаются на небольших площадях. Натрий обычно становится доминирующим ионом в солонцовых почвах в результате накопления натриевых солей или вследствие осаждения кальциевых и магниевых солей (Келли, 1951).

Поскольку доля обменного натрия в почве увеличивается, почва начинает расплываться и становится непроницаемой для воды и воздуха (Гарднер, 1945). Так как глина, частично насыщенная натрием, чрезвычайно дисперсна, она может проникать вниз сквозь почву и накапливаться в нижних горизонтах, где почва может превратиться в плотный слой с колонкообразной структурой, имеющий низкую проницаемость (Бюро мелиорации при Министерстве внутренних дел США[1], 1951). Становится все труднее и труднее восполнять запас воды в корнеобитаемой зоне путем поливов и еще труднее так обработать почву, чтобы создать благоприятные условия для прорастания семян и роста сеянцев.

8. ОСВОЕНИЕ СОЛОНЦОВЫХ ПОЧВ

Солонцовые почвы могут быть улучшены путем замещения вредного обменного натрия полезными кальцием и магнием. Это обычно достигается добавлением химических веществ, причем их состав и количество зависят от почвенных характеристик, от требуемой нормы замещения и от экономических соображений (Келли, 1951; Тори и Петерсон, 1954; Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954). Для определения количества химических веществ, необходимых для уменьшения содержания обменного натрия до заданного уровня, прибегают к химическому анализу (Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954). Натрий замещается сравнительно легко, поэтому количество кальция, которое необходимо добавить для обеспечения такой замены, лишь незначительно должно превышать количество имеющегося в наличии натрия. Чтобы обеспечить завершение реакции, освобожденный натрий должен быть удален промывкой.

---

[1] U. S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation.

При выборе улучшающего химического вещества необходимо учитывать время, потребное для его реакции в почве (Келли, 1951; Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954). В общем более дешевые вещества реагируют медленнее. Следовательно, если желательно быстро заместить обменный натрий, то нужно применить быстродействующее, но более дорогое химическое вещество. Благодаря хорошей растворимости в воде хлористый кальций может показаться наиболее доступным источником растворимого кальция, но он редко используется из-за высокой стоимости. Для этой цели пригодны также серная кислота и сульфаты, которые содержат железо и алюминий и легко подвергаются гидролизу в почве, образуя серную кислоту. Но и эти вещества редко применяются из-за их высокой стоимости. Серная кислота, сера, содержащие серу газы и другие кислоты, обычно тоже стоят слишком дорого. Эти кислоты и химические вещества, образующие кислоты, должны использоваться только на известковых почвах, так как они должны реагировать с известняком (карбонатом кальция), освобождая растворимый кальций и замещая поглощенный им натрий. Благодаря относительно низкой стоимости для мелиорации чаще всего используют гипс. Скорость реакции гипса ограничивается только его сравнительно низкой растворимостью в воде.

За исключением участков, где используется сера, солонцовые почвы должны быть промыты немедленно (Лаборатория по борьбе с засоленностью почв США, 1954) вслед за применением улучшающих веществ. При промывании почвы вместе с водой уносится растворимый натрий, вытесненный химическими веществами, содержащими кальций.

Однако освоение солонцовых почв не ограничивается замещением адсорбированного натрия. Должно быть восстановлено и хорошее физическое состояние почвы (Гарднер, 1945). Для этого необходимо произвести перегруппировку и соединение почвенных частиц, чтобы создать почвенные гранулы, которые обеспечивают условия для хорошей обработки земли. Хорошая почвенная структура обеспечивается за счет чередования увлажнения и высыхания, замерзания и таяния, а также благодаря воздействию корней растений и органического вещества.

9. СОЛОНЧАКОВО-СОЛОНЦОВЫЕ ПОЧВЫ

Эти почвы содержат чрезмерно большие количества как растворимых солей, так и адсорбированного натрия, который распределен в почве таким образом, что замедляет рост большинства культурных растений. Реакция почвы редко бывает сильно щелочной

(pH выше 8,5). Эти почвы образуются в результате двух одновременно идущих процессов: засоление и адсорбирование натрия. Пока в почве имеется избыток солей, по внешнему виду и свойствам эти почвы обычно бывают сходны с засоленными почвами. Если избыток растворимых солей будет вымыт из грунта, то свойства почвы могут заметно измениться и стать аналогичными свойствам солонцовых почв. Они становятся сильно щелочными, частицы «рассеиваются», и воздух и вода начинают плохо проникать в такую почву. Эту почву трудно также обрабатывать.

В таком случае уход за солончаково-солонцовыми почвами будет аналогичен уходу за солонцовыми почвами, т. е. обменный натрий должен быть удален путем добавления в почву химических веществ и вымывания из почвы растворимых солей (Рив, Эллисон и Петерсон, 1948). Теоретически более экономично удалить путем промывания почвы бóльшую часть растворимых солей до применения химических веществ. Однако такое мероприятие не рекомендуют потому, что проницаемость солончаково-солонцовых почв после промывки заметно уменьшается, и процесс мелиорации замедляется. Солончаково-солонцовые почвы часто содержат гипс. Когда такие почвы промываются, гипс растворяется и происходит замещение обменного натрия кальцием одновременно с удалением избыточных солей.

10. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хорошая практика орошения и обработки засоленных и солонцовых почв в первую очередь требует проведения следующих мероприятий: 1) промывание почвы с целью удаления растворимых солей из корневой зоны выращиваемой культуры путем применения дополнительной оросительной воды; 2) создание соответствующих дренажных устройств для отвода этой воды, содержащей соль, глубоко в подпочву и затем дальше за пределы орошаемой площади; 3) периодическое орошение с применением избыточного количества оросительной воды, чтобы предотвратить накопление солей в почвенном профиле; 4) поддержание уровня грунтовой воды между поливами на достаточно большой глубине, чтобы не было значительного движения вверх засоленной грунтовой воды за счет капиллярной проводимости; 5) в том случае, если невозможно обеспечить требующееся дренирование, следует уменьшить испарение, а следовательно, и накопление солей в почве путем мульчирования почвенной поверхности или за счет полного покрытия поверхности почвы какой-либо культурой.

Перевод П. П. Мацкевич и В. М. Романова

III. ВЛИЯНИЕ ВЫСОКОЙ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ НА С.-Х. КУЛЬТУРЫ

За пределами оптимальной влажности почвы, которая до сих пор определена еще не совсем ясно, урожай сельскохозяйственных культур падает как при избыточной, так и при недостаточной влажности почвы. Много усилий прилагается к тому, чтобы поддержать влажность почвы на оптимальном или близком к нему уровне путем орошения или осушения. При осуществлении плана работ по орошению были проведены фундаментальные исследования с целью определить поведение растений при низком уровне почвенной влажности.

Однако отзывчивость растений на высокий уровень влажности почвы изучена еще недостаточно, хотя эта проблема является не менее важной.

Как бы ни обширно было применение осушения, все же время от времени много вреда причиняют затопление, высокий уровень грунтовых вод или заболачивание земель сельскохозяйственного пользования в результате очень сильных дождей или избыточного орошения. Эта проблема в дальнейшем будет рассмотрена достаточно подробно. При ограниченном количестве данных по этому вопросу, которыми мы располагаем в настоящее время, помещаемый здесь обзор следует рассматривать как первую попытку подойти к решению этой проблемы.

Хорошо известно, что проблема избыточного увлажнения в смысле его влияния на урожай тесно связана с недостаточной аэрацией почвы. Хотя эта закономерность отмечалась в работах многочисленных исследователей, многие сведения, собранные в лабораторных условиях или в вегетационном домике, имеют ограниченную ценность при рассмотрении влияния избыточной влажности на урожай в полевых условиях. Поэтому, как это будет отмечено в следующих разделах, нельзя было ограничиться только этими источниками информации. Это, однако, не означает, что указанные исследования не имеют никакой ценности, но, для того чтобы продвинуть вперед решение этой проблемы, опыты должны ставиться с таким расчетом, чтобы они способствовали лучшему пониманию закономерностей, имеющих место в полевых условиях. Основными вопросами, которые должны быть изучены под этим углом зрения, являются следующие.

1. Влияние процессов, протекающих в почве в условиях избыточного увлажнения, на рост растений.

2. Определение отзывчивости различных растений на условия избыточного увлажнения и влияния этих условий на основные физиологические процессы, происходящие в растениях.

3. Зависимость, существующая между ущербом (который наносится избыточной влажностью почвы), преобладающей температурой и фазой роста.

1. ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗАБОЛОЧЕННОЙ ПОЧВЕ

Установлено, что при высоком уровне почвенной влажности рост растений не замедлялся бы, если бы при высокой влажности не ухудшалась почвенная аэрация. При изучении аэрации почвы было получено много сведений о влиянии высокой влажности почвы на рост растений. Эти работы были обобщены в нескольких обширных обзорах (Крамер, 1949, стр. 143—152, 220—227, 261—262; Рассел, 1950, стр. 335—345; Рассел, 1952, стр. 253—301). Обзоры по смежным вопросам приводятся в работах следующих авторов.

Анаэробное дыхание почвенных микроорганизмов (Рассел, 1950, стр. 142—145).

Активность и рост микроорганизмов в анаэробных почвенных условиях (Рассел, 1950, стр. 155, 159, 161—163, 205).

Распад органического вещества почвы в анаэробных условиях (Рассел, 1950, стр. 143—144, 239, 252—254).

Фиксация и потеря азота в анаэробных почвенных условиях (Рассел, 1950, стр. 297, 298, 308, 311; Ричардс и Уодлей, 1952, стр. 197; Мицуи, 1954, стр. 51—84).

Почвенные процессы в условиях избыточной влажности почвы (Рассел, 1950, стр. 534—537; Ричардс и Уодлей, 1952, стр. 189—197; Рассел, 1952, стр. 254—265).

Зависимость степени аэрации от содержания влаги в почве (Ричардс и Уодлей, 1952, стр. 192—194; Рассел, 1952, стр. 258—260).

Принимая во внимание эти обширные работы, мы лишь вкратце рассмотрим здесь вопрос о процессах, протекающих в почве в условиях заболачивания. Рассмотрение этих вопросов должно послужить вступлением к последующему обсуждению.

§ 1. Аэрация почвы

Вода, заполняющая почвенные поры, не только вытесняет из них воздух, но затрудняет также и диффузию газов. Каналы, соединяющие сообщающиеся поры, не могут служить для замены газа почвы газом атмосферы, если эти каналы перекрыты хотя бы в одной точке.

Содержание кислорода во влажной почве лимитируется не только тем небольшим объемом его, который растворен в воде, но также и крайне низкой скоростью диффузии газов через такую почву.

В избыточно увлажненных почвах обмен газов фактически происходит лишь в поверхностном слое почвы толщиной 2,5 см. Кроме того, свободный кислород в этом слое практически отсутствует (Шиори и Танада, 1954). Когда почва затопляется, кислород из почвенной воды исчезает в течение нескольких часов. Если затем добавить кислород путем искусственной аэрации, то этот вновь добавленный кислород исчезнет так же быстро. Это положение иллюстрируется данными, приведенными на рисунке 219. Концентрация кислорода в воде, покрывающей поверхность почвы, гораздо выше, чем в почвенной воде, и, как было установлено на рисовых полях в северной Калифорнии, эта концентрация подвержена суточным колебаниям (Герхардт и Дэрби, 1956). Перед самым восходом солнца концентрация является наименьшей, затем она постепенно увеличивается и достигает наибольшего значения к концу дня, после чего она вновь медленно уменьшается в течение последующей ночи. Эти колебания, по-видимому, зависят от хода фотосинтеза в течение дня.

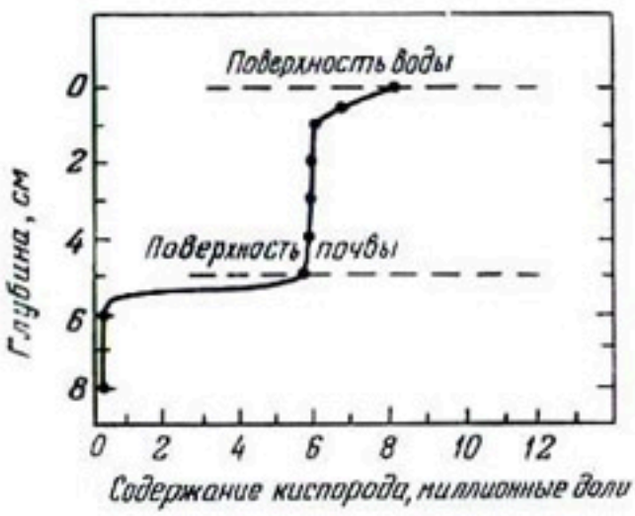


Рис. 219. Концентрация растворенного кислорода на различной высоте в слое почвы и в слое воды, покрывающей поверхность почвы в сосудах, где выращивался рис. По Патрику и Стургису (1956).

Быстрое исчезновение кислорода из недавно затопленной почвы обычно сопровождается увеличением концентрации углекислого газа; он может составлять более 50% всех газов, растворенных в почвенной воде (Рассел и Аппилейярд, 1915). Считают, что исчезновение кислорода и увеличение концентрации углекислого газа в заболоченной почве являются результатом микробиологических процессов. В связи с этим Пич и Бойнтон (1937) показали, что изменения окислительно-восстановительного потенциала испытуемой почвы можно избежать путем добавления нескольких капель толуола сразу же после затопления почвы. Однако Субраманьян (1927) не обнаружил увеличения концентрации углекислого газа после исчезновения кислорода из затопленной почвы, поэтому он предположил, что абсорбция кислорода является результатом небиологического поглощения.

После продолжительного затопления почвы на рисовом поле в Индии образовывалось небольшое количество углекислого газа (преимущественно образовывался метан с небольшой примесью водорода и, возможно, азота). Газы, растворенные в воде, которая затопляет почву, состояли исключительно из кислорода и азота (Рассел, 1950, стр. 253). Разница в поведении кислорода в воде и в почве обусловливает трудности, которые возникают при попытке экстраполировать результаты изучения процесса аэрации в водных культурах и применить их к полевым условиям.

Низкое содержание кислорода присуще не только заболоченным почвам, оно может временно наблюдаться и в плохо дренируемых почвах после дождя или орошения (Фэр и Олдрич, 1943; Ройтер и Крофорд, 1947; Крамер и Джэксон, 1954). Уменьшение содержания кислорода и увеличение содержания углекислого газа могут происходить в таких условиях, когда имеется легко разлагающееся органическое вещество.

В поле кислород в затопленных почвах действительно может отсутствовать, а может быть и недостаток кислорода (временный или на протяжении длительного периода) вследствие плохого дренажа. В последнем случае степень аэрации в значительной степени зависит от числа и размера каналов, через которые происходит диффузия, а также от того, в какой степени переувлажнение почвы ухудшает эффективность действия этих каналов. Однако после заболачивания почвы с течением времени эта эффективность может заметно снизиться в результате блокировки этих каналов продуктами разложения, образующимися при анаэробных микробиологических процессах. В штате Калифорния уменьшение скорости фильтрации в насыщенной почве во время полива в значительной мере объясняется этим фактором.

§ 2. Окислительно-восстановительный потенциал

В некоторых случаях имеется положительная взаимосвязь между окислительно-восстановительным потенциалом почв данной местности и их продуктивностью. Так, Брэдфилд и др. (1943) нашли, что окислительно-восстановительный потенциал, измеренный в течение апреля и мая в плохо дренируемых огородных почвах в штате Нью-Йорк, позволил судить об урожае, который ожидался в тот же год. Вилд и Рандол (1951) и Пирс (1953) установили корреляцию между окислительно-восстановительным потенциалом, изменением удельной проводимости грунтовых вод и скоростью роста леса в Висконсине. Но Уайлд и др. (1949) нашли

что распределение окислительно-восстановительного потенциала в лесных почвах, богатых органическим веществом, является неустойчивым, что, по их мнению, объясняется влиянием притока и оттока грунтовых вод. Пирсолл (1950) установил различие между почвами, в которых преобладают окислительные или восстановительные процессы. Было найдено, что для хорошо аэрируемых почв Северной Англии характерна электродвижущая сила 0,5 в, а для заболоченных почв—0,3 в (оба измерения производились при величине pH, равной 5).

§ 3. Условия, при которых происходит восстановление и растворение

После того как растворенный в заболоченной почве кислород будет использован, начнется анаэробное разложение органического вещества, в результате чего будут образовываться неполностью окисленные органические соединения, такие, как метан, или болотный газ, метиловые соединения и комплекс альдегидов. Минеральные вещества переходят из окисленного состояния в восстановленное, что видно из нижеследующего (Пирсол, 1950).

Окисленное состояние	*Восстановленное состояние*
Ионы нитрата	Аммоний, нитраты, закись азота, азот (газ)
Ионы сульфата	Сульфидные ионы и сероводород
Ионы окиси железа	Закись железа
Ионы окиси марганца	Закись марганца
Ионы фосфата	Фосфаты (иногда)

По Робинзону (1930), токсическая концентрация ионов закисного железа и сульфидных ионов может образоваться спустя несколько дней после затопления почвы. Что же касается ионов закиси марганца, то на образование их требуется несколько больше времени. Однако на переход из окисленного в восстановленное состояние большое влияние оказывает форма органического вещества. Чем выше содержание легко окисляющегося материала и чем ниже отношение углеводы-азот в органическом веществе, тем быстрее происходит этот процесс (Стургис, 1936).

Заболачивание, создающее условия для процессов восстановления, приводит обычно к замедлению скорости распада органического вещества, вследствие чего после затопления почвы в ней накапливается органическое вещество. В результате замедления скорости распада азот задерживается в органических остатках, и обычно он и является фактором, замедляющим рост растений на плохо дренированных почвах. Плохая «фиксация» азота при этих условиях может привести к его дефициту. На рисунках 220

и 221 показана разница в интенсивности процесса выделения азота из органического вещества в дренируемых почвах (рис. 220) и в заболоченных почвах (рис. 221). В дренируемой почве минерализация азота, т. е. освобождение азота из разлагающегося органического вещества, совершается с постоянной скоростью. В заболоченных же почвах скорость минерализации быстро уменьшается вслед за начальным периодом быстрого разложения. Необходимо отметить, что в обоих случаях степень минерализации увеличивается с уменьшением отношения углерод-азот в органическом

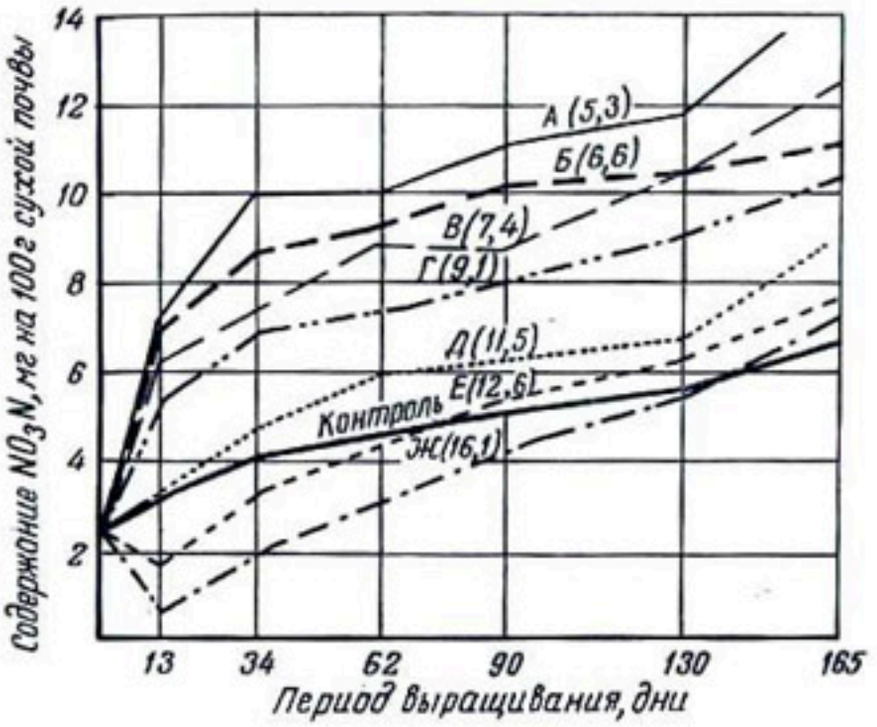


Рис. 220. Скорость минерализации органических веществ, добавляемых в хорошо дренируемую почву. Эта скорость характеризуется количеством освобожденного азота. По Шиори и Мицуи, 1935 (цитируется по Мицуи, 1954). Цифры в скобках обозначают отношение S/N.

А — соевый шрот; *Б* — Lemna; *В* — рапсовый шрот; *Г* — *Hydrilla*; *Д* — ?; *Е* — *Najas*; *Ж* — *Hydrodictyon*.

веществе, которое добавлялось к испытуемой почве. Однако с течением времени эта взаимосвязь для затопленной почвы теряет силу.

В почвах рисовых полей процесс разложения отличается от процессов разложения в других заболоченных почвах, так как в непосредственной близости от молодых корней риса создаются условия для окисления в результате выделения кислорода корнями. Обычно эти корни покрываются гидратом окиси железа, потому что за счет кислорода, выделяемого корнями растений, поддерживаются условия, способствующие образованию окиси

железа. Наличие окиси железа, возможно, препятствует образованию сероводорода вблизи корней. Благодаря тому что на затопленных почвах рисовых полей создаются условия, способствующие окислению, общая скорость разложения органического вещества в почве рисовых полей была больше в тех местах, где почва была занята рисом, чем там, где она оставалась незасеянной (Мицуи, 1954).

Характерно, что почвы рисовых полей выщелачиваются, лишаясь железа, и выделяют значительное количество сероводорода.

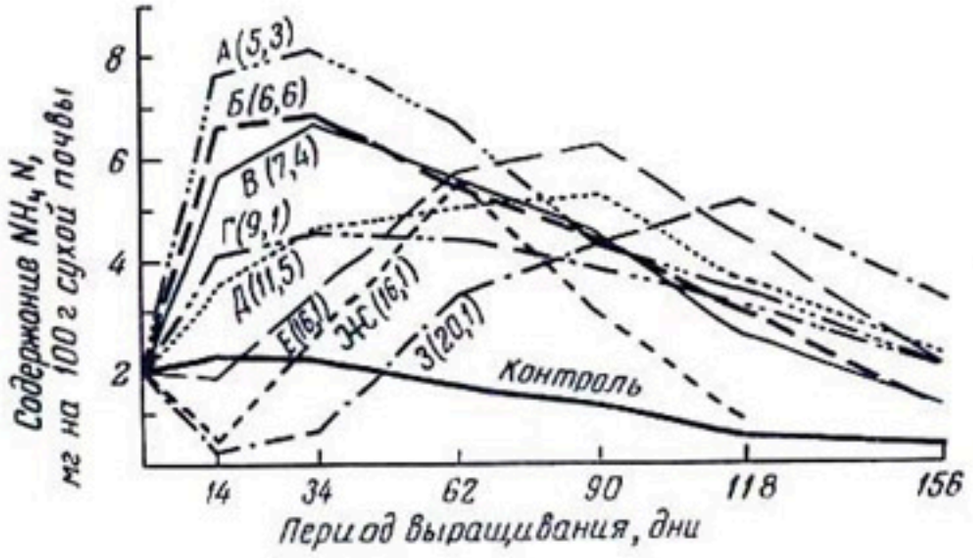


Рис. 221. Степень минерализации органических веществ, добавляемых в затопленную почву. По Шиори и Мицуи, 1935 (цитируется по Мицуи, 1954).

Условные обозначения, как на рисунке 220.

В этом случае урожай сильно страдает от образования сульфид-ионов. Более старые растения риса, по-видимому, частично теряют способность выделять кислород в почву, поэтому в более поздней стадии роста можно обнаружить следы сероводорода в межклеточных пространствах корней риса. Вред, который причиняется образованием сульфид-ионов в почвах старых рисовых полей, очевидно, объясняется применением удобрений, содержащих сульфаты. Поэтому в настоящее время изучаются способы внесения в почву азота и фосфора в формах, которые не содержат сульфатов (Мицуи, 1954). Повышение величины pH происходит, когда хорошо дренируемые почвы затопляются. Уменьшение этой величины имеет место, когда почвы вновь дренируются. Это объясняется наличием сульфат-ионов в хорошо дренированной почве и сульфид-ионов в заболоченной почве (Рассел, 1950, стр. 100). Наличие восстановленного или окисленного железа и гидратов окиси марганца также служит причиной этого явления (Поннадерума, 1955).

По-видимому, бо́льшая часть катионов и фосфор лучше растворяются, когда почва заболочена, хотя причина этого явления до сих пор еще не установлена. Данные таблицы 48 подтверждают, что количество железа, алюминия и марганца увеличивается в поглощающем комплексе в том случае, если преобладают восстановительные процессы.

Таблица 48

Количество обменных катионов в болотистой почве (мг на 100 г почвы) в условиях окисления и восстановления (Пирсолл, 1950)

		pH	Ca	Mg	Fe	Mn	Al
Июль	Условия, благоприятные для окисления . . .	5,53	242	27	3	0	4
Январь	Условия, благоприятные для восстановления	5,67	279	59	239	19	8

Однако в настоящий момент мы не располагаем способом, позволяющим отличить обменный катион водорода от железа и алюминия, так что нельзя сказать, что эти ионы действительно имеются в обменной форме. Однако данные таблицы представляют интерес, потому что они достаточно хорошо указывают, что растворимость этих ионов в условиях восстановления повышается.

Практика затопления земли при подготовке ее под сахарный тростник в Британской Гвиане, видимо, обусловлена «поведением» железа в условиях затопления. Многолетний опыт показал, что затопление почвы в течение нескольких месяцев в последующем влияет положительно на урожай сахарного тростника. Была выдвинута теория, согласно которой процесс растворения железа в условиях затопления и выпадения его в осадок при дренаже оказывает благоприятное действие на структуру почвы (Фоллет-Смит и Робинзон, 1936). Однако позднее Харди и Родригес (1946) показали, что количество легко растворимого фосфора непосредственно над поверхностью грунтовых вод увеличивается за счет фосфора, находящегося в почве вблизи поверхности. Вопрос о том, каким изменениям подвергается фосфор в условиях плохого дренажа, имеет большое практическое значение. Сведения, полученные по этому вопросу за последние несколько лет, позволяют объяснить потери фосфора из поверхностных слоев почвы, которая находится в заболоченном состоянии в продолжение какой-то части года. Имеющиеся сейчас данные говорят о том, что в условиях, при которых преобладают восстановительные процессы, часть фосфора

в почве переходит в растворимую форму, которая подвергается выщелачиванию (Глентуорт, 1947, и Макгрегор, 1953).

Исследования, проведенные в Японии, показали, что растворимость фосфора была почти одинаковой в затопленной почве и в хорошо дренированной почве вблизи изоэлектрической точки при pH, равной 5—6,5, но в условиях бо́льшей кислотности или щелочности растворимость фосфора в затопленной почве была гораздо выше (рис. 222 и 223). Имеются доказательства того, что вследствие выщелачивания фосфора, которое имеет место

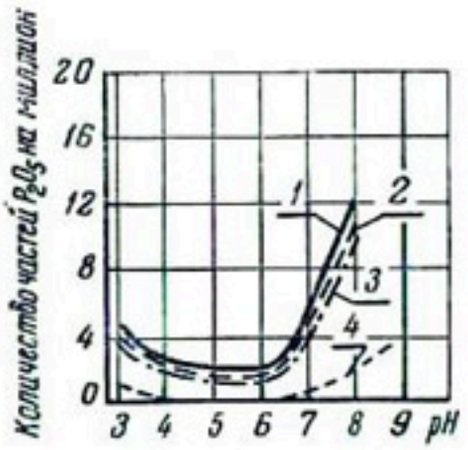


Рис. 222. Растворимость фосфора, добавляемого к хорошо дренируемой почве. По Локи, 1941 (цитируется по Мицуи, 1954):

1 — после 7 дней; *2* — после 21 дня; *3* — после 56 дней; *4* — без фосфора.

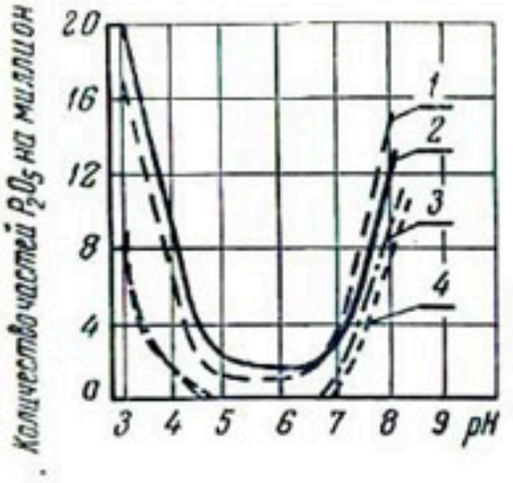


Рис. 223. Растворимость фосфора, добавляемого к затопленной почве. По Локи, 1941 (цитируется по Мицуи, 1954):

1 — после 21 дня; *2* — после 7 дней; *3* — без фосфора; *4* — после 56 дней.

в затопленной или плохо дренированной почве, последействие от внесенного фосфора бывает более продолжительным в почве, которая хорошо дренируется в течение всего года (Макгрегор, 1953; Мицуи, 1954). Фосфор, внесенный в хорошо дренированную почву, является более неподвижным и фактически остается в том слое почвы, в который он был внесен. Затопление почвы, по-видимому, обеспечивает возможность лучшего распределения внесенного фосфора в той части почвенного профиля, куда проникают корни. Однако при затоплении почвы с этой целью доступная форма фосфора почти полностью может перейти в недоступную вследствие «фиксации» фосфора почвой при ее высыхании (Хестер и Шелтон, 1947; Поль и Делонг, 1949).

О наличии анаэробных условий можно судить по серым и коричневым вкраплениям или по железистым отложениям в виде жил вдоль структурных плоскостей. Эти отложения указывают что, железо находилось в растворимом состоянии, когда преобладали

процессы восстановления, и вновь перешло в окисное состояние при дренаже, образовав осадок. Анаэробные условия могут возникать только на достаточно большой глубине. Почвы рисовых полей представляют собой типичные примеры почв, где имеются зоны окисления и восстановления (Шиори и Танада, 1954).

Согласно Пирсоллу (1950), на повышенную растворимость различных ионов в заболоченной почве указывало увеличение электропроводности жидкости, находившейся на поверхности. Робинзон (1930) отметил, что почвы, которые были заболочены в течение длительного периода, становятся настолько выщелоченными, что после дренирования плохо обеспечивают рост растений. Примером этого может служить деградация почв, занятых рисом в Японии, после продолжительных и периодических затоплений (Мицуи, 1954). Профиль почвы, образовавшейся в таком случае, схож с профилем подзола, в котором выщелоченный поверхностный горизонт залегает на богатом железом слое, который, в свою очередь, подстилается слоем, где находится большое количество соединений марганца.

Пирсолл (1950) описал исключительный случай влияния продолжительного затопления на процессы, происходящие в почве озерного ила. Вследствие высокого содержания растворимого железа на этом иле в ранней стадии могут расти только «устойчивые к железу» растения, такие виды, как *Sparganium* и *Potomogeton*. В более поздней стадии из почвы выщелачивается большая часть катионов, и при дренировании почва очень обедняется основаниями и имеет сильно кислую реакцию. Затем такая почва теряет структуру и становится пластичной (Мор, 1934, стр. 17).

Применение сернокислого аммония на затопленных рисовых полях обычно оказывается более эффективным, чем применение нитратного азота. По Миккелсену (1956), применение нитратного азота оказывает быстрое действие на ускорение роста риса. Азот, внесенный в виде нитратов, теряется при выщелачивании и денитрификации. Аммиачный азот менее подвержен выщелачиванию и денитрификации, так как ион аммония может быть адсорбирован комплексом обменных оснований (поглощающим комплексом). Этим можно объяснить тот факт, что азотнокислый аммоний, хотя бы немного заделанный в почву, увеличивает урожай риса в большей степени, чем в том случае, когда он разбрасывается по поверхности почвы или воды.

Присутствие углекислоты в почвенной воде может привести к образованию углекислого железа, кальция, магния и марганца, которые не подвержены выщелачиванию (Робинзон, 1930). Следовательно, по этой же причине вредное действие высокой концентрации растворенного железа и марганца на рис может быть предотвращено путем добавления легко разлагающегося

органического вещества (Стургис, 1936). С другой стороны, уменьшение урожая от внесения зеленого удобрения на затопленные рисовые поля в Японии, видимо, связано с образованием масляной кислоты (Мицуи, 1954).

2. ФИЗИОЛОГИЧЕСКОЕ ПОВЕДЕНИЕ РАСТЕНИЙ, ПРОИЗРАСТАЮЩИХ НА ЗАБОЛОЧЕННОЙ ПОЧВЕ

§ 1. Приспосабливаемость растений к условиям заболачивания

Растения, в естественных условиях произрастающие на заболоченных почвах, приспосабливаются к этим условиям различными путями: образуют поверхностную корневую систему, произрастают на возвышенных участках почвы или имеют корни, которые функционируют в затопленной почве или в воде при отсутствии поступления кислорода извне. Поверхностная корневая система очень тонкая и разветвленная. Корни сконцентрированы непосредственно под поверхностью почвы или воды, где они могут извлекать достаточное количество кислорода из окружающей их среды благодаря своей большой абсорбционной поверхности (Уивер и Химмел, 1930; Кэннон, 1940; Когей, 1945). Глубоко проникающие корни являются типичными придаточными корнями. Это значит, что они образуются на стебле, включая и подземный стебель, или корневище. Такие корни обычно бывают утолщены из-за больших межклеточных полостей. Конуэй (1937) сообщает, что 60% объема корней *Cladium mariscus* может быть занято воздухом. Предполагают, что эти корни не зависят от внешнего кислорода и могут поглощать его из стебля, используя кислород, выделяющийся в процессе фотосинтеза (Кэннон, 1932; Конуэй, 1940; ван Ралте, 1940; Мицуи, 1954). Конуэй (1937) нашел в межклеточном пространстве *Cladium mariscus* 18% кислорода, в то время как в среде, окружающей корни, фактически кислорода не было; ван Ралте (1940) сообщил о несколько меньшей величине для затопленных корней риса.

Некоторые растения, по-видимому, настолько хорошо приспособились к затоплению корней, что рост их тормозится даже в почве, которая лучше аэрируется, как это показали опыты с видами *Typha* и *Scirpus* (Уивер и Химмел, 1930).

Считается, что из всех наиболее важных продовольственных культур только рис хорошо развивается при затоплении корней, так как корни этой культуры способны поддерживать условия окисления в окружающей их среде путем выделения кислорода в почву. Однако у суходольного риса корни, образующиеся в

условиях сухой почвы, не имеют этой способности. Такие растения могут быть сильно повреждены, если они случайно будут залиты водой (Мицуи, 1954).

Значение условий, при которых образуются корни, можно проиллюстрировать следующими наблюдениями. Часто отмечалось, что после гибели корней в результате затопления или после прекращения снабжения водных культур кислородом из основания стебля развиваются новые придаточные корни, которые лучше приспособлены к условиям плохой аэрации, чем корни, образовавшиеся первоначально. В некоторых случаях эти корни могут обеспечить растению возможность перенести продолжительный период затопления. Например, Бергман наблюдал (1920), что растения фасоли *Impatiens* и *Pelarganium*, выращенные в сосудах, давали добавочные корни у поверхности воды через 7—10 дней после затопления, после чего эти растения могли развиваться без искусственной аэрации. Крамер (1951) также наблюдал, что после того, как первые корни томатов отмирали, через 12—14 дней после затопления образовывалась мощная система придаточных корней. В течение этого времени растения продолжали расти и достигали фазы цветения. Растения томатов, выращенные в почве, дают меньше придаточных корней, чем растения, выращенные в питательном растворе. В связи с этим следует указать, что растения в почве обычно находятся в худших условиях, чем те растения, которые росли в питательном растворе. Однако во всех случаях растения вновь начинали расти, как только образовывались придаточные корни. У других растений, таких, как табак, способность образовывать придаточные корни выражена настолько слабо, что жизнеспособность этих растений не может быть обеспечена таким путем (Крамер, 1951).

Травянистые растения, по-видимому, лучше образовывают придаточные корни, чем древесные культуры. Хейнике (1932) наблюдал у затопленных яблонь слабо выраженное образование новых корней у основания ствола и у поверхности воды. У отмиравших растений тюльпанного дерева Крамер (1951) отметил образование на стволе всего лишь только наплывов, которые создавали впечатление, что растения стремились образовать придаточные корни.

Имеется не так много данных, которые могли бы показать, в какой мере образование придаточных корней позволяет растению сохраняться при затоплении его в полевых условиях. Имеющиеся в нашем распоряжении данные по этому вопросу относятся к растениям сахарного тростника (штат Флорида), которые были затоплены в течение нескольких месяцев (Саторнус и Белчер, 1949). Способность растений переносить затопление, по-видимому, зависит от того, достаточно ли много образуется придаточных

корней. Различные растения образовывают белые толстые корни из узла на стебле, особенно у поверхности воды. После этого растения могут существовать до тех пор, пока растущие части растения не будут затоплены водой. У *Saccharum spontaneum* придаточные корни образуются так быстро, что растения совсем не страдают от затопления. Возможно, что при восстановлении условий дренажа вновь образовываются «нормальные» корни.

Способность растений приспосабливаться к условиям заболачивания, а следовательно, и к условиям плохой аэрации, не ограничивается образованием придаточных корней. Было проведено немало наблюдений над корнями, которые развивались из основного места образования корневой системы и проникали в переувлажненную почву, доходя до поверхности грунтовых вод или даже опускаясь ниже этой поверхности. Очевидно, эти корни приспособились функционировать в затопленной почве, в которой они растут. Проникновение корней ниже уровня грунтовых вод у трав наблюдали Освальд (1918), Годеваген (1941) и Бауман и Клаус (1955). У люцерны это явление наблюдал Уайт (1932), Вест (1933), Фокс и Липпс (1955); у пшеницы — Годеваген (1952); у французской сливы, растущей на подвое алычи, — Веймейер (1927). Только Фокс и Липпс (1955) описали корни, которые проникли ниже уровня воды, утверждая, что они были толстыми, белыми и волокнистыми. Функционирование этих корней может быть объяснено на основании наблюдений над корнями, образующимися в плохо аэрируемой среде. Крамер (1951) пишет, что у этих корней межклеточные пространства гораздо больше, чем у корней, образовавшихся в условиях хорошей аэрации. Эндрюс и Бил (1919), Бриант (1934) и Шрамм (1950) сообщили, что у корней ячменя, кукурузы, овса и томатов, которые развивались в неаэрируемых питательных растворах, межклеточные пространства были значительно больше и стенки были более тонкими, чем у тех корней, которые образовались в аэрируемых растворах. Макферсон (1939) наблюдал гораздо бо́льшие воздушные пространства в корнях кукурузы во влажной почве и в неаэрируемых питательных растворах. Продувание смеси, содержащей 50% кислорода и 50% азота, приводило к почти полной ликвидации этих воздушных пространств. Макферсон пришел к заключению, что межклеточные пространства увеличиваются в тех случаях, когда влажность почвы превосходит определенный предел, т. е. когда аэрация в среде, окружающей корни, достигает низкого уровня. Он считал, что межклеточные пространства в корнях образуются при разрушении клеток после того, как эти клетки оказываются «убитыми» в результате недостатка кислорода. Устойчивость к затоплению во время периода роста грушевых деревьев, некоторых лесных пород и злаковых трав (раздел 3) возможно связана со

способностью этих культур образовывать межклеточные пространства в корнях после затопления.

Разная способность растений развивать придаточные корни и образовывать межклеточные пространства в корнях частично объясняет разную устойчивость растений к затоплению. Несомненно, эта устойчивость связана с наследственными свойствами растений. В настоящее время еще нет подробного объяснения тому факту, что корни табака, фасоли и цинии, выращиваемых в растворах, отмирали в течение нескольких дней, после того как прекращалась аэрация (Уиллис, 1938; Крамер и Джэксон, 1954), в то время как корни растущих молодых яблонь переносили затопление в течение 2—4 недель (Хейнике, 1932; Чайлдерс и Уайт, 1942), а корни подсолнечника продолжали слабо функционировать в неаэрируемых культурных растворах (Уиллис, 1938; Крамер и Джэксон, 1954).

§ 2. Поведение корней при низкой концентрации кислорода

Низкая концентрация кислорода в плохо дренированных почвах препятствует образованию корней. Однако при попытке использовать данные, полученные при опытах по аэрации в лаборатории или в вегетационном домике, в естественных полевых условиях возникает ряд трудностей. Это в значительной мере связано с тем, что в полевых условиях степень аэрации почвы в зоне расположения корней изменяется. В условиях плохого дренажа корни концентрируются в местах, которые лучше аэрируются (вблизи западин и каналов). Действительно, иногда в направлении таких больших пор идут густые пучки корней (Стефенсон, 1935; Леонард, 1945).

Однако там, где условия аэрации относительно однородны, могут быть получены ценные данные о зависимости между аэрацией почвы и поведением корней. Так, например, Бойнтон и Ройтер (1939) и Бойнтон и Комптон (1944) установили, что условия аэрации в плодовых садах (штат Нью-Йорк) весной часто бывают далеко не идеальными, когда деревья образовывают новые корни взамен тех, которые отмерли в течение предшествующей зимы. Эти наблюдения позволяют объяснить данные Брэдфилда и др. (1934) о том, что весной существует хорошая корреляция между окислительно-восстановительным потенциалом в плохо дренированном плодовом саду и размером ожидаемого урожая. Этим можно также объяснить и благоприятные результаты, полученные при внесении в почву торфяного мха, вследствие чего корне-

вая система яблонь на обработанной делянке оказалась развитой лучше, чем на необработанной (Тэрки и Брейз, 1938).

В дальнейших опытах Бойнтона и его сотрудников, проводившихся на почвах плодового сада в штате Нью-Йорк, также была установлена положительная корреляция между результатами полевых наблюдений и наблюдений в контролируемых условиях. Бойнтон и др. (1938) сообщали о том, что когда концентрация

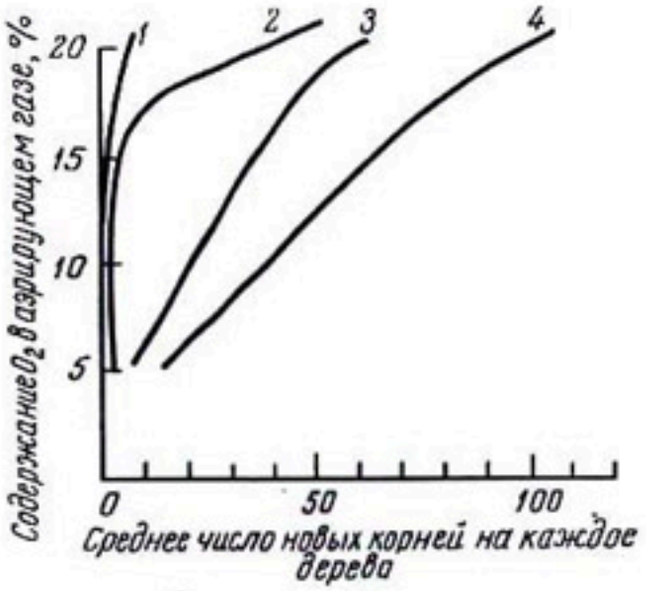


Рис. 224. Зависимость количества новых корней, образовавшихся в питательном растворе, от концентрации кислорода в аэрирующем газе:
1 — побег персика; *2* — побег сливы; *3* — побег яблони; *4* — побег яблони.

кислорода в почве равна 0,1—3%, корни интенсивно растущих яблонь хотя и не отмирают, но и не растут. При концентрации ниже 1,0% корни, по-видимому, даже теряют в весе. В опытах, которые проводились в вегетационном домике, при концентрации кислорода, равной 5—10%, наблюдался некоторый рост образовавшихся ранее корневых окончаний, но рост опытных растений в этих условиях замедлялся. Образование новых корневых окончаний не происходило до тех пор, пока концентрация кислорода не достигала примерно 12%. Позднее Бойнтон (1940) показал, что образование новых корней у молодых яблонь, которые росли в сосудах емкостью 7,5 л, тормозилось, когда содержание кислорода падало ниже 15%, особенно в тех случаях, когда соответственно увеличивалось содержание углекислоты. Эти результаты позднее были проверены Бойнтоном и Комптоном (1943), которые проводили опыты с молодыми плодовыми деревьями, росшими в питательных растворах (через эти растворы продували различные смеси кислорода, углекислоты и азота). В начале опыта

тщательно срезали верхушки и корни и новый рост измеряли затем через 2—2,5 месяца. Результаты этих опытов иллюстрируются рисунками 224, 225, 226. Приведенные здесь графики построены

Рис. 225. Зависимость среднего веса корней растений, выращенных на питательном растворе, от содержания кислорода в аэрирующем газе.

по данным Бойнтопа и Комптона (1943). Постепенное увеличение концентрации кислорода до концентрации кислорода в воздухе благоприятно сказывалось на образовании корней и их функциони-

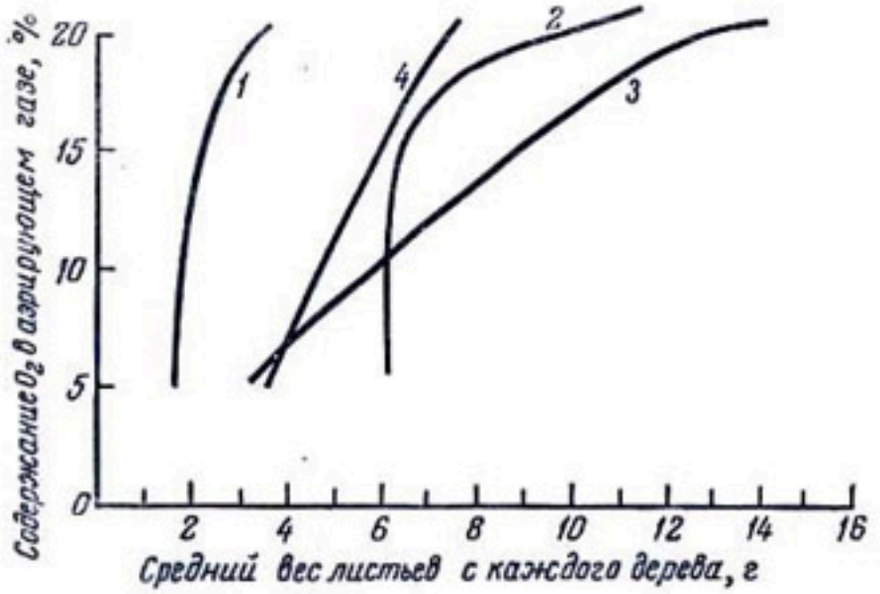


Рис. 226. Зависимость среднего веса листьев с растений, выращенных на питательном растворе, от содержания кислорода в аэрирующем газе:

1 — побег персика; *2* — побег сливы; *3* — побег яблони; *4* — побег яблони.

ровании. Однако в этом опыте не проверялось влияние на рост растений высокой концентрации углекислоты при низкой концентрации кислорода. Этот вопрос рассмотрен Крамером (1949, стр. 146—147).

§ 3. Транспирация, фотосинтез и дыхание

Для изучения влияния затопления почвы на интенсивность транспирации растений было проведено много наблюдений в опытах с сосудами. Наблюдения показали, что сразу же после затопления почвы интенсивность транспирации в течение приблизительно одного дня бывает повышенной. Затем следует резкое падение

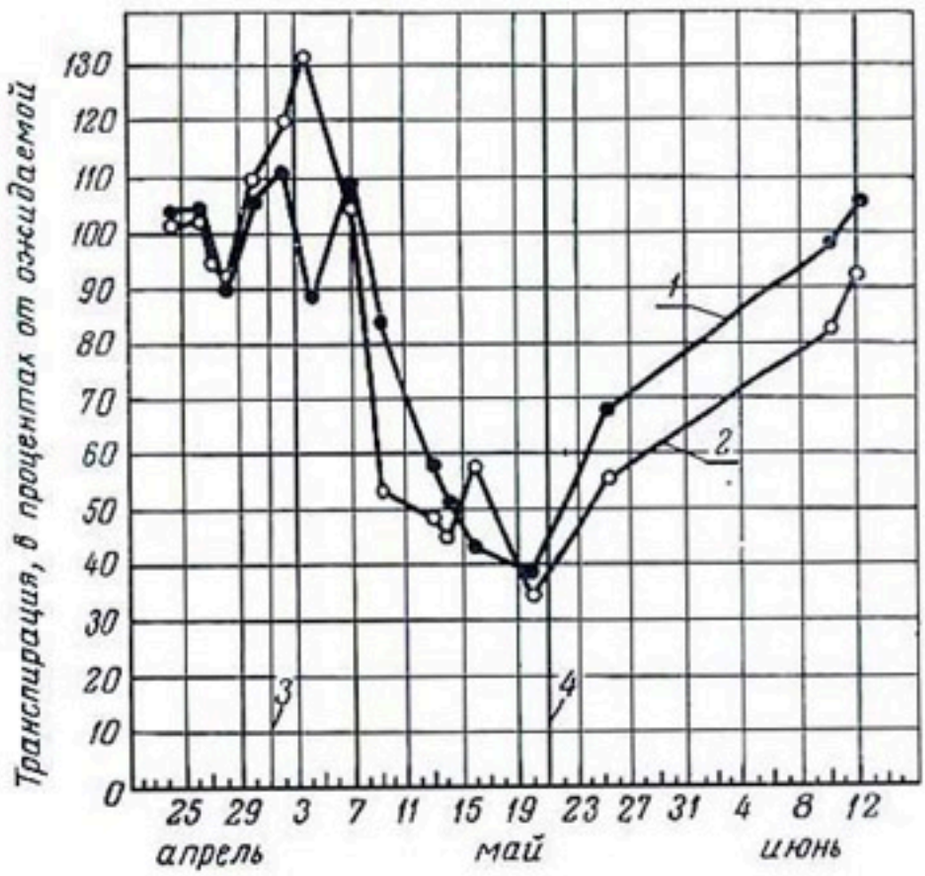


Рис. 227. Интенсивность транспирации растений белого и горного дуба, выращенных в затопленной почве. По Паркеру (1950):

1 — белый дуб; *2* — горный дуб; *3* — при затоплении; *4* — при дренировании.

интенсивности транспирации, как показано на рисунке 227. В отдельных случаях — томаты (Крамер, 1951) и некоторые сеянцы лесных деревьев (Паркер, 1950) — восстановление прежней интенсивности транспирации происходило в течение периода от нескольких дней до нескольких недель после начала затопления, хотя затопление все же продолжалось. По всей вероятности, это объясняется развитием придаточных корней. После дренирования почвы, на которой росли яблоня, затопленная на один месяц (Чайлдерс и Уайт, 1942), сеянцы ореха, затопленные на 35 дней (Лусталот, 1945), и сеянцы сосны, затопленные на $2\frac{1}{2}$ месяца (Паркер, 1950), восстановление интенсивности транспирации

до уровня, который был до затопления, происходило в течение периода от нескольких дней до нескольких недель.

Интенсивность фотосинтеза изменяется так же, как и интенсивность транспирации. По сообщению Лусталота (1945), интенсивность фотосинтеза после затопления уменьшается быстрее, чем интенсивность транспирации. Сделанные Хантером и Ричем (1925), Кеннером (1936), Стюардом и др. (1936) измерения подтверждают, что ход процесса дыхания у затопленных растений может быть одинаковым с ходом интенсивности транспирации и фотосинтеза. Однако Чайлдерс и Уайт (1921) сообщили о своих наблюдениях, которые показали, что интенсивность транспирации после затопления заметно увеличивается.

§ 4. Поглощение растениями воды и питательных веществ

Уменьшение интенсивности транспирации, которое наблюдается при затоплении растений, отражает затруднения, испытываемые растениями при поглощении воды из затопленной почвы. Эти затруднения связаны с недостаточным поглощением кислорода и повышенной концентрацией углекислоты в этих условиях, при которых происходит также отмирание корней и тормозится образование новых корней (Крамер, 1933, 1940, 1951). Крамер и Джэксон (1954), рассматривая изменения скорости поглощения воды во время затопления, высказали следующие соображения. В тех случаях, когда корневая система растений во время затопления быстро отмирает, наблюдаются следующие явления. Сразу же после затопления поглощение воды уменьшается из-за недостаточной аэрации. Затем интенсивность поглощения временно несколько повышается, видимо, вследствие отмирания некоторых клеток в корнях. Второе уменьшение поглощения воды происходит, вероятно, из-за отмирания корней, что является причиной «блокирования» клеток продуктами распада. Затем интенсивность поглощения воды возрастает снова, по-видимому, вследствие продвижения воды через разрушившиеся ткани.

Знакомясь с литературой по вопросу о влиянии аэрации на абсорбцию питательных веществ (Рассел, 1952, стр. 278—289), можно сделать вывод, что поглощение питательных веществ растениями нарушается при заболачивании почвы, на которой они растут. Это наводит на мысль о том, что надежными признаками заболачивания являются завядание или покраснение листьев. В других условиях эти признаки указывают на нарушение баланса питательных веществ (Хейнике, 1932; Чайлдерс и Уайт, 1942;

Тэрнер и Генри, 1945; Крамер, 1951). Эти выводы подкрепляются рядом примеров. Лусталот (1945) нашел, что содержание органического азота и золы в сеянцах ореха-пекана, подвергавшегося затоплению в течение 35 дней, было значительно ниже, чем у тех растений, которые оставались незатопленными. Через 28 дней после прекращения затопления наблюдалось восстановление состава, который приближался к составу растений, не подвергавшихся затоплению. Все же состав растений, подвергавшихся затоплению, полностью не восстанавливался до состава незатопленных растений. Аналогичный результат был получен Эндрюсом и Билом (1919) с проростками кукурузы. Из Индии сообщалось, что сок из растений сахарного тростника имел 90% небелкового азота. Этим объясняется плохое качество сока и потери при выработке сахара. Было установлено, что содержание инвертного сахара, и в особенности камеди, возрастало в растениях тростника, находившихся в условиях заболачивания (Канна и Чакраварти, 1949).

Перевод О. Г. Грамматикати

§ 5. Причины повреждения растений

Крамер и Джэксон (1954) при экспериментировании с табаком в вегетационных сосудах определили, в какой степени ущерб, вызванный затоплением почвы, можно объяснить недостаточностью аэрации. В табл. 49 указаны различные методы обработки, которыми они пользовались, и полученные результаты. Из таблицы видно, что нанесенный растениям вред не был устранен путем аэрации, хотя искусственная аэрация значительно снизила нанесенный вред. Полученные данные не подтверждают мысль, что увеличение содержания углекислого газа в заболоченных почвах наносит бо́льший вред, чем низкое содержание кислорода, как это наблюдалось при других обстоятельствах (Крамер и Джэксон, 1954).

Как было показано Крамером (1951), недостаточная аэрация и, как следствие этого, нарушение усвоения воды и питательных веществ не может дать удовлетворительного объяснения вреду, наносимому затоплением. В первой главе (§ 3) уже указывалось, что токсические концентрации ионов железа и серы могут образоваться после заболачивания через очень короткий срок. Органические соединения, образующиеся в результате анаэробного разложения, также замедляют рост растений. Одним из таких соединений является метан, при действии которого, как нашли Вламис и Дэвис (1944), полностью прекращается рост томатов. Влияние

Таблица 49

Влияние различных сроков затопления и аэрации почвы на растения табака, выращиваемого в вегетационных сосудах (начало затопления в утренние часы), по Крамеру и Джэксону (1954)

Способы воздействия	Реакция растений в первый день затопления	Реакция растений на второй день затопления	Реакция растений спустя 4 дня после затопления
Затопление почвы без аэрации	Сильное увядание в середине дня. Если почва дренировалась спустя 1 день, растения выживали	Незначительное увядание в середине дня. Если почва дренировалась спустя 2 дня, растения не выживали	Сильно завяли рано утром. Наступил сильный хлороз листьев
Затопление почвы с аэрацией	Завядание отсутствует	Завядание отсутствует	Завядание отсутствует. Очень слабый хлороз
Почва при полевой влагоемкости насыщается CO_2	Сильное завядание в течение часа, восстановление в поздние часы после полудня	Завядание наступило рано и было более сильным, чем при других способах воздействия	Незначительное завядание в середине дня. Умеренный хлороз
Почва при полевой влагоемкости насыщается N_2	Умеренное завядание в середине дня, восстановление в поздние часы после полудня	Умеренное завядание к полудню	Нижние листья незначительно завяли ранним утром, незначительное завядание в полдень, умеренный хлороз
Корни отмыты от почвы и залиты, без аэрации	Несколько меньше завяли, чем растения с корнями в почве	Верхние листья сильно завяли к полудню, все листья завяли после полудня	Сильное завядание ранним утром. Некоторое отмирание тканей листьев. Сильный хлороз листьев
Корни отмыты от почвы и залиты, с аэрацией	Завядание отсутствует	Слабо завяли в середине дня	Слабо завяли в середине дня. Слабый хлороз

метана на ячмень является более неблагоприятным, чем аэрация азотом. Опыты Девиса показали, что метан не замедляет развитие риса. Мицуи (1954) сообщил, что в полевых условиях в Японии серная кислота сильно задерживает усвоение растениями риса минеральных солей и воды, причем больше задерживается усвоение фосфора и калия.

Крамер (1951) указывал, что побегам, у которых были удалены корни, при погружении их оснований в воду наносился значительно меньший вред, чем побегам с отмирающими корнями. Эрвин (1956) писал (глава 3, § 1), что ожоги люцерны, которые образовывались через 18—24 часа после затопления почвы, были менее сильными в стерилизованной почве, чем в нестерилизованной. Крамер (1951) полагал, что вредное влияние затопления может усиливаться в результате передвижения вверх продуктов разложения вместе с водным потоком из корней. Однако для изучения рассмотренных явлений требуется постановка дальнейших опытов.

Крамер (1951) подчеркнул, что анаэробные условия мешают перемещению ростовых веществ и углеводов через растения, и предложил эти вещества подавать вниз побега по мере того, как растение аэрируется, т. е. на уровень воды, где аккумуляция этих веществ приводит к ненормальному пышному развитию клеток (гипертрофия) и образованию дополнительных корней. Он затем указал, что скручивание нижних листьев и развитие более широкого угла листа у затопленных растений не говорит об уменьшении напряжения соков в клетках. Наоборот, сохранившаяся напряженность и аккумуляция ростовых веществ, которые не могли двигаться вниз к корням, возможно, и обусловливают эти симптомы. С другой стороны, признаки завядания, которые часто сопровождают затопление растений, указывали на то, что условия напряженности сохранялись не во всех частях растения.

Согласно данным Вудфорда и Грегори (1948), вред, наносимый растениям из-за недостатка аэрации, ярче всего выражается при низких уровнях питания. Ячмень можно было выращивать в течение 12 дней в азотной атмосфере при отсутствии кислорода. В этом случае он не испытывал значительного угнетения, если концентрация питательных веществ в 4 раза превышала концентрацию веществ в аэрированном растворе. Наблюдения показывают, что растения быстрее угнетаются в неаэрируемой воде, а не в аэрируемых растворах питательных веществ. Это заставляет сделать вывод, что доступность питательных веществ оказывает влияние на угнетение растения. Отмеченное положение подкрепляется еще наблюдениями Саукко (1946), проведенными в Финляндии с зерновыми и кормовыми культурами. В этих опытах меньший вред от затопления наблюдался на сильноудобренных участках.

Хейнике (1932) сообщил, что поврежденные листья восстанавливали свой нормальный вид после прекращения затопления. Паркер (1950) наблюдал, что на затопленном дубе, с которого в результате затопления опали листья, развились новые листья, которые могли противостоять условиям затопления. Однако в других случаях растению наносился непоправимый вред (Ричардс, 1929). Безусловно, было бы интересно установить, при каких условиях возможно восстановление поврежденных органов растений.

3. ПОВРЕЖДЕНИЕ С.-Х. КУЛЬТУР ПРИ ЗАТОПЛЕНИИ

Хотя затопление культур и наносит ущерб, все же бывают случаи, когда затопление оказывает благоприятное действие. Наглядным примером этого может служить выращивание риса на низинных землях. В главе 1 (§ 3) уже указывалось на значение продолжительного затопления плантаций сахарного тростника. Другие сообщения свидетельствуют о том, что затопление иногда можно использовать при борьбе с сорняками на рисовых полях (Дэвис, 1950), с паразитами и нематодами или с целью дезинфицирования почвы (Браун, 1933; Шерфенберг, 1947; Мур, 1949).

Нельзя провести резкой границы между вредом, наносимым затоплением, и вредом, обусловленным высоким уровнем грунтовых вод. Однако вопрос, касающийся вреда, наносимого растениям в результате затопления, имеет несколько характерных особенностей, что заставило нас рассмотреть его в отдельной главе. При рассмотрении этого вопроса необходимо ознакомиться с материалом, который изложен в этой части книги в разделах 2 и 4.

О затоплении почвы соленой водой довольно подробно рассказывается в статье ван Бикома (1953). Здесь также не будет рассматриваться вопрос, касающийся влияния избыточной влаги на заболеваемость растений, так как Хилд (1943, стр. 480—486, 501—505) написал хороший обзор по этой теме, а Уилсон (1932) составил подробную библиографию.

§ 1. Ущерб от затопления (паводка)

Ущерб от затопления во время паводка вызывается приносимыми с потоком наносными породами, эрозией почвы и затоплением территории. Ущерб, наносимый паводком, усугубляется скоплением паводковых вод в плодородных аллювиальных низменнос-

тях рек. В Соединенных Штатах 5% всей сельскохозяйственной площади попадает под эту категорию (Форд, 1952).

Величины ежегодного ущерба, причиняемого наводками в США, приводятся в таблице 50. Данные этой таблицы показывают, что ущерб, нанесенный сельскому хозяйству, составляет более половины причиняемого общего ущерба. Из различных видов ущерба, наносимого наводком, здесь будет рассматриваться только ущерб в результате частичного или общего затопления культур.

Таблица 50

Средние величины убытков, вызываемых ежегодными наводками в США

Ущерб, наносимый	Убытки, миллионы долларов	Убытки в процентах от суммарного ущерба
Сельскохозяйственным культурам и пастбищам	239	44
Другим сельскохозяйственным угодьям	85	15
В результате потерь земли	37	7
Транспортному оборудованию	51	9
Городскому имуществу	40	8
Промышленным и коммерческим предприятиям	27	5
Косвенными убытками (уменьшение дохода и т. п.)	66	12
Суммарный ущерб	545	100

Культурные растения могут очень хорошо противостоять затоплению, когда они находятся в состоянии покоя, однако наводок во время вегетации может уменьшить урожай выращиваемой культуры вследствие изменения структуры почвы и воздействия отложений ила, оставленного паводковыми водами. В данном случае больше всего страдает тот орган растения, который находится в процессе развития в момент наводка. Температура в момент затопления оказывает значительное влияние на величину ущерба. Сильный вред от затопления, наблюдаемый в жаркие дни, называется «ожогом». Некоторые сельскохозяйственные культуры, груша, некоторые лесные породы и злаковые травы выдерживают затопление в течение значительного периода.

Это общее положение будет проиллюстрировано в нижеследующих параграфах на примере разных культур.

§ 2. Пастбищные и кормовые культуры

Очень мало известно о влиянии затопления на долгосрочные пастбища во время вегетации. Когда дернина находится в состоянии покоя, ущерб может быть незначительным (Дэвис и Мартин, 1949), хотя имеются сведения и об уменьшении урожая в последующий вегетационный период (Вестра и Виссер, 1952), что, очевидно, объясняется нарушением почвенной структуры. Если домашний скот в течение зимы содержится на свободе, то ущерб может возрасти в результате утрамбовки поверхности заболоченной почвы. Однако в последующий период вегетации мощная дернина в значительной степени может восстановить структуру.

Весной затопление влияет на жизнеспособность семян и задерживает развитие растений. Устойчивость некоторых кормовых культур к весеннему паводку была определена в полевых условиях Болтоном и Маккензи (1946) в Западной Канаде (табл. 51—52).

Таблица 51

Ущерб, наносимый посевам люцерны весенним паводком

Продолжительность паводка, дни	Количество поврежденных культур, %						
	1939 г.	1940 г.		1941 г.		1942 г.	
	*	*	**	*	**	*	**
10	0	0	0	0	0	0	0
14	5	95	0	95	0	5	0
17	25	100	95	100	50	80	50
21	100	100	100	100	100	100	60
28	100	100	100	100	100	100	100

* — 790 м над уровнем моря.
** — 912 м над уровнем моря.

Таблица 52

Период, в течение которого кормовые культуры могут быть затоплены весенними паводковыми водами (Западная Канада, высота 790—912 м над уровнем моря)

Культуры	Период затопления, дни	Культуры	Период затопления, дни
Донник	9—12	Пырей нежный	31—35
Люцерна	10—14	Овсяница луговая . . .	24—35
Житняк гребенчатый .	10—17	Тимофеевка	49*
Костер безостый	24—28	Канареечник	49*

* Период испытания равнялся 49 дням (вероятно, эти культуры выдерживают и более продолжительное затопление).

Тростниковый канареечник проявил особую устойчивость к затоплению. Хейнрихс и Маккензи (1947) показали, что при продолжительности затопления до 63 дней всхожесть семян этой культуры изменялась незначительно. Семена этого злака не прорастали, когда они находились под водой. В работе Маккензи и др. (1949) указывается, что при опытах в вегетационном домике было установлено, какое влияние оказывает затопление поля после

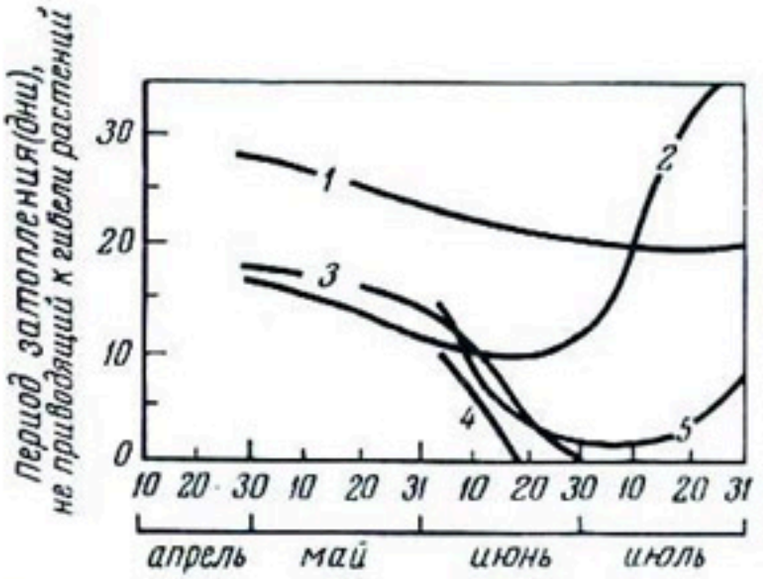


Рис. 228. Периоды затопления, которые могут переносить различные растения в разное время вегетации в условиях Финляндии. По Саукко (1950—1951):

1 — тимофеевка; *2* — рожь; *3* — клевер; *4* — ячмень; *5* — овес.

посева на жизнеспособность семян других кормовых культур. Донник белый, клевер земляничный и клевер красный к концу трехнедельного периода затопления прорастали незначительно, однако клевер розовый и люцерна давали очень хорошие всходы. Семена многих трав хорошо прорастали и после затопления в течение более продолжительного периода (12 недель). Слабо прорастали только семена пырея среднего. Прорастание семян на предварительно затопленных почвах происходило на 16—20-й день после дренирования, в то время как на почвах, которые не затапливались, семена прорастали через 5—10 дней.

Таким образом, прорастание семян начиналось вскоре после того, как почва после дренирования начинала достаточно хорошо аэрироваться.

Кайтера (1941) сообщил из Финляндии, что в конце апреля и начале мая, когда земля бывает еще замерзшей, клевер может противостоять затоплению в течение двух недель, в то время как тимофеевка выдерживает более длительный период затопления.

Однако позже, во время вегетационного периода, клевер становится очень чувствительным к затоплению. В августе эта культура погибала при затоплении в течение 5 дней слоем воды толщиной 2 см и при уровне грунтовых вод, который на протяжении одного месяца находился на глубине 5—6 см, считая от поверхности почвы (Саукко, 1946). К концу лета чувствительность клевера к затоплению увеличилась, что, возможно, обусловливалось высокой температурой воды в этот период. Тимофеевка в августе погибла при паводке, продолжавшемся около трех недель (Саукко, 1950—1951). Данные Саукко (1946) показывают, что начиная с середины августа и в течение всего сентября травостой погибал, когда уровень грунтовых вод находился на несколько сантиметров ниже поверхности почвы. Травостой тимофеевки и клевера выдерживал высокий уровень грунтовых вод в течение июля. Эти опытные данные, полученные в Финляндии, были обработаны Саукко (1950—1951) и приведены на рисунке 228.

Опыты, проведенные в Калифорнии, показали, что лядвенец узколистный (*Lotus tenuis* Gaud.) фактически является самой устойчивой к затоплению культурой из семейства бобовых, которые известны в условиях Калифорнии. Овсяница высокая (*Festuca elatior* L.) и паспалум (*Phalaris tuberosa*) также весьма устойчивы к затоплению. Эти культуры переносят затопление лучше, чем райграс пастбищный (*Lolium perenne* L.) и ежа сборная (*Dactylis glomerata*).

§ 3. Зерновые культуры

Зерновые культуры отличаются от кормовых культур тем, что они очень чувствительны к затоплению во время периода цветения. Затопление в это время больше всего может повлиять на урожай. Однако во время созревания зерна затопление сравнительно мало влияет на урожай. Это можно проиллюстрировать следующими примерами.

Саукко (1946) сообщил, что в Финляндии озимые злаки более устойчивы к затоплению в зимние месяцы, когда они растут медленно. В весенний период при затоплении погибали лишь слабые растения. В этом случае вес отдельных зерен после созревания уменьшался незначительно и потери урожая обусловливались меньшей густотой стояния растений. Это положение проиллюстрировал Кайтера (1935) в опыте с вегетационными сосудами, в которых ячмень, овес и рожь затоплялись на различные периоды вскоре после прорастания. Влияние этого затопления определялось после созревания зерна. По данным этого опыта составлены таблицы 53 (для ячменя) и 54 (для овса).

Таблица 53

Влияние затопления, проведенного через 5 дней после прорастания, на урожай* и структуру урожая ячменя

Продолжительность затопления, дни	Дата образования колоса	Средний урожай		Средняя длина стебля, см	Средняя длина колоса, см	Средний вес 1000 зерен, г	Урожай зерна, %
		соломы, г	зерна, г				
0	6 июля	14,5	8,9	43,3	3,6	34,1	100
2	11 »	7,8	4,5	32,3	2,8	35,1	50,6
5	18 »	6,7	2,8	28,5	2,0	32,5	31,5
8	Все растения погибли						0
12							0

* Все растения были убраны в один и тот же день.

Таблица 54

Влияние затопления, проведенного через 5 и 15 дней после прорастания, на урожай и структуру урожая овса

Продолжительность затопления, дни	Дата образования метелки	Средний урожай		Число соцветий	Средняя длина стебля, см	Средний вес 1000 зерен, г	Урожай зерна, %
		соломы, г	зерна, г				
Затопление через 5 дней после прорастания							
0	8 июля	21,0	11,0	271	52,8	29,6	100
2	16 »	11,8	3,8	99	40,0	27,7	34,5
5	18 »	8,5	3,8	90	37,0	26,6	34,5
8	20 »	5,3	2,3	57	36,5	26,1	20,9
12	Все растения погибли						
Затопление через 15 дней после прорастания							
2	16 июля	16,5	5,8	109	44,5	26,9	52,1
5	20 »	3,4	1,1	37	34,5	22,3	10,0
8	?	2,7	0,6	22	30,0	20,6	5,5
12	Все растения погибли						

Во время цветения и начала образования зерна затопление может повлечь за собой полную гибель культуры. Это иллюстрируется рисунком 228 (ячмень и овес). В этот период рожь пострадала не так сильно, как овес и ячмень. Было установлено, что в период созревания зерна хлебные злаки сравнительно устойчивы к затоплению (кривые ржи и овса на рис. 228 идут вверх). Саукко (1950—1951) сообщил, что рожь и овес в этот период очень хорошо выдерживают затопление тонким слоем воды в течение месяца при условии, что культура не будет повреждаться

волнами. Сообщалось, что яровая пшеница имеет примерно такую же устойчивость в условиях заболачивания, как и овес. Однако считают, что в условиях Калифорнии пшеница является более устойчивой, чем ячмень и овес. Поэтому пшенице и отдают предпочтение как одной из культур в севообороте на влажных рисовых полях.

Выводы, сделанные в отношении зерновых культур, сохраняют силу и для риса. Суходольный рис сильно страдает от затопления в фазе цветения, а также через 15—20 дней после пересадки, однако он относительно устойчив к затоплению в течение нескольких дней после пересадки и в период созревания зерна (Кондо и Окамура, 1932).

§ 4. Плодовые культуры

Известно, что плодовые деревья обычно очень восприимчивы к затоплению. Хотя по этому вопросу садоводам известно довольно много, тем не менее до сих пор в научной литературе об этом имеется очень мало данных. Опубликованные данные показывают, что вред, приносимый затоплением, зависит от сорта культуры, а также от времени года, когда происходит затопление.

Груши особенно устойчивы к затоплению. Кишхольц (1946) сообщил о плодовом саде в Орегоне, который находился в затопленном состоянии с апреля по август 1943 г. и после этого снова затоплялся на различные периоды в 1944 и 1945 гг. Несмотря на это, в 1943 г. погибло небольшое число деревьев, находившихся в самых низких местах сада, хотя многие деревья оказались окольцованными. Там, где был превышен определенный критический уровень затопления, деревья в 1944 г. дали незначительный прирост вершины. В этой зоне почти все груши сорта Бартлет оказались окольцованными потрескавшейся корой. Груши сорта Анжу пострадали меньше груш сорта Бартлет.

Были зарегистрированы следующие размеры урожая:

Год	Условия	Сорт Анжу	Сорт Бартлет
		Урожай, т	
1941	Затопления не было	34	33
1942	Затопления не было	44	54
1943	Затопление	11	27
1944	Затопление	22	16
1945	Затопление	61	24

Наряду с потерями в урожае при затоплении деревьев снижалось качество плодов.

В противоположность грушам единственный ряд абрикосовых деревьев, расположенный в этом саду на самом высоком месте, погиб в 1943 г. в течение двух недель после затопления. Об аналогичной реакции сообщил и Фикри (1935) из долины Нила, где абрикосовые, сливовые и персиковые деревья погибли через несколько дней после того, как начался 12-дневный паводок Нила, даже в тех местах, где почва была покрыта слоем воды толщиной всего лишь 5—18 см. При этом были описаны следующие симптомы, предшествовавшие гибели плодовых деревьев: общее пожелтение листьев, увядание всего дерева в течение нескольких дней, за которым последовало засыхание и опадение листьев.

Помимо сорта плодовых деревьев, на устойчивость к затоплению большое влияние оказывает подвой (Марс и Гарднер, 1939). Опыт в Калифорнии показал, что абрикосы, миндаль и персики, которые были привиты на персиковом подвое, сильно страдали от затопления. На абрикосовом подвое абрикосы менее чувствительны к затоплению. Абрикосы и сливы, привитые на алычу, грецкий орех на черный орех, груша на подвое французской груши, а также инжир, виноград, айва и маслины незначительно страдали от весенних паводков. Однако они страдали, когда затопление происходило в более позднее время года.

Обычно плодовые деревья в период покоя могут противостоять затоплению в течение значительного времени. Чувствительность к затоплению появляется только тогда, когда весной начинается активный рост, а в более позднее время вред становится тем больше, чем выше температура. Это иллюстрируется экспериментами, проведенными Хейнике (1932) над яблонями сорта Макинтош, которые выращивались в оранжерее. Весной 1930 г. этим деревьям было по одному году. Эти деревья подвергались испытанию затоплением (табл. 55).

Из этих наблюдений вытекает, что корни могут быть затоплены водой начиная от поздней осени (перед замерзанием грунта) до поздней весны (после оттаивания грунта); при этом дереву не наносится никакого видимого вреда. Если вода удалялась из зоны корней прежде, чем наступал заметный рост, вредного действия от затопления не было. Однако, когда корни погружались в воду уже после того, как образовались листья, дереву наносился большой вред, если затопление продолжалось более двух недель (особенно в том случае, если затопление сопровождалось высокими температурами). Большой интерес представляют наблюдения, согласно которым нормальный цвет поврежденных листьев снова восстанавливался после того, как затопление прекратилось 1 августа (табл. 55: 1932, 1 июня — 1 августа).

Таблица 55

Влияние затопления на развитие яблонь сорта Макинтош в возрасте $1^1/_2$—3 лет, которые выращивались в оранжерее

Период затопления	Признаки повреждения
Период покоя	
1930—1931	
20 октября—17 марта	Не обнаружены
Распускание листьев	
1931	
17 марта—15 апреля	Слабое пожелтение нижних листьев
15 апреля—10 июля	Листья мелкие и светло-зеленые, рост замедленный
Листья полностью развились	
1931	
10 июня—18 июня	Все деревья развивались нормально до 17 июня; 18 июня было повреждено $^3/_4$ деревьев, когда температура равнялась 38° С
10 июня—26 июня	Повреждение несколько более сильное
1932	
1 июня—1 июля	Не обнаружены
1 июля—1 августа	Повреждение листьев впервые стало заметным в жаркие дни; нормальный зеленый цвет восстановлен после 1 августа
2 июня—1 ноября	Раннее сбрасывание листьев, но не отмирание

Хейнике рассмотрел следующие типичные симптомы: появление небольших светло-зеленых листьев с желто-бронзовой окаймовкой, которое сопровождается развитием вытянувшихся веточек. Сильный вред наблюдался в жаркие дни, при этом наблюдались признаки мозаичного подсыхания листьев. Это подсыхание происходило только с одной стороны дерева. Окраска листьев в этом случае контрастировала со свежим зеленым цветом листьев, что было результатом недостатка воды в эти жаркие дни. Гейнике также отметил, что цветки повреждались первыми: они опадали вскоре после затопления в результате образования отделительного слоя.

§ 5. Другие культуры

Орошаемый хлопчатник и зерновое сорго, выращенные на мелкоземистых аллювиальных почвах в долине Сан-Хуакин в Калифорнии, могут оставаться затопленными в течение нескольких дней

в период жарких летних месяцев, не повреждаясь при этом; однако при тех же самых условиях люцерна, фасоль, томаты и клевер, как правило, испытывают серьезный ущерб. Альберт и Армстронг (1931) нашли, что условия затопления могут привести к увеличению опадения молодых бутонов хлопчатника при ненормальных условиях начала их развития, хотя Сельман и Рузе (1955) указали, что раннее созревание семян происходит в условиях, когда содержание углекислого натрия и кальция высоко.

Если плантации клюквы в Массачусете затапливаются на период более 24 часов (после 10 мая), культура повреждается. Однако длительное затопление зимой, очевидно, не влияет на урожай (Франклин, 1948).

Сообщения о влиянии затопления на земляшку в марте (в южных районах Алабамы) было сделано Брэтли (1930). Растения, которые затапливались менее чем на неделю, не погибали, однако формировавшиеся позже ягоды в большинстве случаев хирели. Растения, покрытые водой более двух недель, погибали. Голубика, выращиваемая поблизости, проявила аналогичную степень выносливости к затоплению.

Различное влияние затопления на зерновые культуры в разные фазы их развития было проиллюстрировано выше; аналогичное различие отмечено для картофеля Киркхемом и Петерсоном (1948) в штате Айова. В результате сильного дождя в конце мая уровень грунтовых вод в торфяной почве поднялся выше ее поверхности, в результате чего почва оставалась насыщенной более недели. В таблице 56 потеря урожая характеризуется количеством полностью сохранившихся растений.

Таблица 56

Влияние заболачивания с 23 мая по 30 мая 1946 г. на выживание двух сортов картофеля, посаженного в различные сроки на торфяных почвах (Киркхем и Петерсон, 1948)

Время посадки	Процент растений, уцелевших к концу сезона		Число дней до или после затопления
	сорт Коблер	сорт Себаго	
26 апреля	90	83	—26
6 мая	90	45	—16
10 »	36	12	—12
18 »	42	29	— 5
27 »	90	42	+ 4
31 »	99	74	+ 8
7 июня	95	55	+15
17 »	85	44	+24

Колебания, наблюдаемые у лесных пород в отношении чувствительности к затоплению, иллюстрируются проведенными Грином (1947) наблюдениями над деревьями. Эти деревья выжили, будучи подвергнуты затоплению в лесистой низменности в районе верховьев Миссисипи. Соответствующие данные приведены в таблице 57. Отметки на деревьях показывают, что скорость роста некоторых деревьев оставалась такой же, как и у незатопленных деревьев, расположенных поблизости. Эта интенсивность роста сохранялась до гибели деревьев, которая наступала внезапно. Глубина затопления в период наблюдений была зафиксирована не очень четко.

Как видно из таблицы, некоторые виды растений проявляли значительную выносливость к затоплению. Такая выносливость наблюдалась также (Хант, 1951) у сеянцев сосны, выращенных в лизиметрах. Эти растения затоплялись в течение 3 месяцев стоя-

Таблица 57

Стойкость различных деревьев и кустарников к затоплению (в верховьях бассейна Миссисипи), по Грину (1947)

Виды	Количество лет до гибели	Примечание
Ива	2	Бо́льшая часть погибла в первый год
Береза черная	2	Пережили хорошо первый год
Тополь	2	Пережили хорошо первый год
Клен	3	Большей частью погибли во второй год
Вяз	3	Большей частью погибли во второй год
Каркас	3	Прекрасно росли на второй год
Дуб пунцоволистый	3	Плохо развивались в нижней части
» крупноплодный	3	Большей частью погибли на второй год
» двухцветный	3	Прекрасно росли на второй год
» болотный	3	Большей частью на более высоких землях
Ольха	3	Стойки на второй год
Ясень зеленый	4	Стойки на второй год Удовлетворительно росли на второй год
Ива черная	4	Стойки на третий год, все погибли на четвертый год
Падуб опадающий		Устойчивы на четвертый год
Бирючина болотная		Устойчивы на четвертый год
Цефалантус		Устойчивы после 4 лет
Свидина европейская		Устойчива после 7 лет

чей или проточной водой. В тех случаях, когда употреблялась проточная вода, не наблюдалось никакого вреда, однако, когда вода оставалась стоячей, происходило незначительное повреждение. С другой стороны, кизил и желтый тополь были очень чувствительны к затоплению и погибали спустя короткое время после затопления (Паркер, 1950; Крамер, 1951).

§ 6. Ущерб от ожога

Термин «ожог» употребляется для характеристики целого ряда симптомов, при которых растительные ткани имеют сожженный или опаленный вид. Эти ожоги вызываются, вероятно, различными причинами, такими, как высокие температуры, сильная засуха, недостаток или отсутствие равновесия в химическом составе, а также паразиты или избыток влаги (Тэрнер и Генри, 1945).

Здесь будут рассмотрены повреждения, которые вызываются чрезмерной влажностью, сопровождающейся высокими температурами.

Как указывалось в предыдущих разделах, ущерб, вызванный чрезмерным количеством влаги, бывает умеренным в течение некоторого отрезка вегетационного периода, но он может стать очень большим в жаркие дни. Симптомы, которые внезапно развиваются при таких условиях, называются ожогами. Обычно считают, что нет существенной разницы между влиянием затопления при низкой и при высокой температуре, но при высоких температурах ущерб усиливается. Тем не менее этот вопрос заслуживает более подробного рассмотрения, так как существует любопытная зависимость между ущербом, вызванным чрезмерным количеством влаги, и температурой. Кроме того, ожоги приносят большой вред на орошаемых площадях в теплых районах.

Ричардс (1929) представил данные об ущербе, наносимом ожогами люцерне и другим культурам на всей территории США, но главным образом в штате Юта. В то время считали, что люцерна поражается болезнью, которую было принято называть белопятнистостью, но в настоящее время удалось установить, что это заболевание обязано своим происхождением ожогу. Признаки повреждения наблюдались в течение нескольких часов после орошения или сильного дождя во время жарких солнечных дней. Эти признаки развивались дальше в течение последующих 12—24 часов. В других случаях, когда температуры были более низкими, вред, наносимый культуре, не проявлялся в течение 12—24 часов после затопления. Вначале между листовыми прожилками или по краям листьев наблюдались отдельные белые

пятна, вызванные разрушением хлорофилла. Иногда повреждались только немногочисленные верхушечные клетки. Постепенно повреждение распространялось на весь лист. Листья были совершенно темными, и Ричардс высказал в связи с этим предположение, что воздух заменил влагу в связи с тем, что клетки дегидратировались. Поврежденные части не восстанавливались, и наступало частичное или полное разрушение поврежденных растений. В полевых условиях можно было наблюдать все стадии повреждения, начиная от поражения немногочисленных клеток на некоторых листьях и кончая полной гибелью растений. Донник белый испытывал аналогичные повреждения. Однако в этом случае первоначальное легкое обесцвечивание переходило в темно-коричневый оттенок в отличие от люцерны, где обесцвечивание приводило к белой и светло-желтой окраске.

Данные, собранные Хаганом и Петерсоном (1955), указывают на то, что в США к ожогам склонны следующие культурные растения: донник белый, клевер белый, клевер земляничный, люцерна, лядвенец рогатый, картофель, ячмень, фасоль, салат латтук, а иногда люцерна хмелевидная. Сообщалось, что клевер белый подвергается ожогам тем более, чем бóльшая часть растения покрыта водой. Сообщалось, что клевер розовый, канареечник тростниковидный и паспалум относительно устойчивы к ожогам. Некоторые исследователи на основе полевых наблюдений утверждают, что растения испытывают наибольший ущерб в том случае, когда они находятся в стадии интенсивного сокодвижения и быстрого роста. Однако все эти сообщения требуют дальнейшей проверки.

Ожоги на растениях люцерны и лядвенца в Южной Калифорнии, а также ожоги люцерны и трав на летних пастбищах в долине Марри в Австралии являются серьезной проблемой. Растения часто из-за ожогов на протяжении нескольких лет истощаются, и в результате требуется новый посев. Ожог является одной из причин того, что люцерну не орошают в течение двух или трех летних месяцев (в Аризоне). Другая причина заключается в том, что в это время года слишком часты случаи распространения вредителей.

Вред, причиняемый случайным затоплением суходольного риса, изучали Кондо и Окамура (1932). Затопление оказывало сильное действие через 15—20 дней после пересадки и в период цветения (см. главу 3, § 3). В первые несколько дней после пересадки и во время созревания зерна растения были относительно устойчивы к затоплению. Ущерб, который наблюдался в другие периоды, обобщен в таблице 58.

Фэр и Олдрич (1943) установили, что заметное уменьшение содержания кислорода в почве может последовать непосредственно

Таблица 58

Зависимость ущерба, наносимого при затоплении суходольного риса, от температуры воды и продолжительности затопления (Кондо и Окамура, 1932)

Растения полегают. Полная потеря урожая		Растения не полегают. Урожай плохой		Растения восстанавливаются медленно. Урожай зерна уменьшен		Ущерб небольшой. Образование зерна происходит нормально	
продолжительность затопления, дни	температура воды, °С	продолжительность затопления, дни	температура воды, °С	продолжительность затопления, дни	температура воды, °С	продолжительность затопления, дни	температура воды, °С
4	40	2	40	2	35	2	30
6	35	4	35	4	30	4	20—25
8	30	6	30	6	25		
		8—10	25	6—8	20		
		10	20				

за дождем или орошением, а это может быть причиной увядания некоторых овощных культур в результате полива в жаркие дни. Увядание и гибель табака при высоких температурах, очевидно, связано с временным насыщением почвы водой. То же самое можно сказать и об увядании индиго в Индии, описанном Ховардом (1921).

Об ущербе, наносимом солнечным ожогом, было опубликовано много сообщений. Считается, что это повреждение тканей растения обусловлено лишь действием высоких температур. Однако вполне возможно, что и избыточная влага в почве способствует этому повреждению. Лоуренс и Джонсон (1915) сообщают о вреде солнечного ожога, нанесенного молодым оливковым деревьям в Аризоне. В этом случае причиной гибели растений, очевидно, была только высокая температура. Однако анализ условий, при которых бывает ожог, показывает, что повреждения от ожога имели место всякий раз, когда поблизости от деревьев почва была насыщена водой. Из сделанных сообщений, а также из данных, приведенных в главе 2 (§ 5), вытекает, что причина ожога, вызванного затоплением, является, очевидно, более сложной и не объясняется лишь недостатком кислорода в зоне распространения корней. Иногда проявляется склонность объяснять ожоги высокими температурами на поверхности растений. Однако было показано, что и в условиях более низких температур транспирация прекращается не сразу после затопления корневой системы (рис. 227). Лусталот (1945) не установил разницы в температуре листьев

у затопленных и незатопленных сеянцев ореха пекан. Однако по мере того, как транспирация уменьшалась, затруднения, которые испытывали растения при усвоении воды из почвы, характеризовались тем фактом, что в листьях сеянцев через 40 дней после затопления было 19% влаги по сравнению с 76% в незатопленных растениях. Тем не менее наблюдения Ричардса (1929) показали, что листья люцерны, вероятно, обезвоживаются вскоре после затопления. Различные сообщения о завядании свидетельствуют о необходимости изучить весь этот комплекс вопросов в условиях высоких температур, а также в условиях различной относительной влажности воздуха. Возможно, что величина относительной влажности также имеет отношение к этой проблеме, поскольку, согласно первоначальным признакам, вред бывает сильнее при более высокой влажности воздуха.

Высказывались предположения, что ожог вызывается непосредственным контактом теплой воды с тканями растения. Вполне возможно, что влияние теплой воды является косвенным, а не прямым. Хаган и Петерсон (1955) провели в Калифорнии наблюдения, которые показали, что температура используемой при орошении воды должна быть ниже температуры поверхности почвы (понижение температуры поверхности почвы следует за подачей воды). Однако возможность косвенного влияния воды при высокой температуре находит подтверждение в данных Крамера (1951), согласно которым растения табака значительно больше повреждались при затоплении их водой при температуре 34°, чем при температуре 20°. Кондо и Окамура (1932) в процессе своих наблюдений установили также, что затопление суходольного риса водой, имеющей высокую температуру, вызывало ненормальный рост растений.

В Калифорнии были разработаны различные способы, с помощью которых можно уменьшить вред от ожогов орошения. Эти способы следующие.

1. Для грунтов, которые имеют низкую интенсивность инфильтрации и плохой внутренний дренаж, должны выбираться культуры, устойчивые к ожогу.

2. Там, где это необходимо, должен быть обеспечен поверхностный дренаж (отвод воды), например с помощью борозд, предотвращающих застаивание подаваемой воды.

3. Частая подача воды небольшими порциями может предотвратить застаивание воды на поверхности. Очевидно, большой напор воды также вызывает быстрый сток и сокращает время застаивания воды.

4. Использование глубоких и узких борозд, в которых площадь поверхности воды меньше, чем в широких, но мелких бороздах.

5. Орошение нельзя применять, когда опасность ожога велика. Если полив необходим, его следует производить поздно вечером или ночью.

6. Было предложено использовать воду, которая искусственно аэрировалась в резервуарах (Министерство сельского хозяйства и рыболовства, 1954)[1]. Вода из рек, прудов и некоторых подземных источников аэрируется лучше, чем вода из глубоких подземных источников. Вода хорошо аэрируется, когда она доставляется на поверхность с помощью воздушных насосов. Аэрация воды бывает более интенсивной, если вода подается дождеванием (особенно под большим давлением), а не по бороздам или с помощью других способов поверхностного орошения.

§ 7. Ил, откладываемый паводковыми водами

Обычно некоторое количество ила откладывается в результате затопления, независимо от того, является ли затопление случайным или происходит при орошении. Ил может быть полезным с точки зрения увеличения плодородия многих речных бассейнов и долин. Однако влияние ила может быть и вредным, если ил затопляет и приводит к гибели растущие культуры или уменьшает скорость инфильтрации в результате добавления в почву мелкозернистых материалов. Такие действия отложения ила рассматривал, например, Макджордж (1941), который указал, что высокое плодородие аллювиальных долин в штате Аризона обусловлено периодическими паводками, которые имели место в прошлом. Однако приток ила в настоящее время может уменьшить сельскохозяйственную ценность земли, особенно там, где ил откладывается на тяжелых почвах. В некоторых случаях ил откладывается на почвах слоями различной толщины и, вероятно, в результате своей структуры и слоистости оказывается малопроницаемым для воды (Форбес, 1906; Гарднер и Хаббелл, 1942). Смешение ила с нижележащими слоями почвы имеет в этом случае существенное значение и позволяет устранить нежелательное действие ила на инфильтрацию.

В общем, скопление ила на орошаемых землях в западных районах США с начала этого столетия уменьшилось, в особенности после того, как были сооружены водохранилища. Однако это означает, что задача «переместилась» с одного места на другое, поскольку заиление водохранилищ стало серьезной проблемой.

Высота слоя ила, приносимого паводковой водой, может быть значительной. В результате недавнего паводка в Калифорнии

[1] Ministry of Agriculture and Fisheries.

плодоносящий персиковый сад был полностью загублен отложениями ила, слой которого составил 1,8 м. Точно так же довольно значительной может быть мощность илистых отложений из поливной воды. Форбес (1906) высчитал, что весной 1900 г. после орошения водой из трех наиболее важных рек в Аризоне на полях остался осадок ила толщиной 0,75; 5,75; 11,50 мм. Гарднер и Хаббелл (1942) сообщили, что после трех лет орошения илистой поливной водой из реки в Нью-Мексико поверхность почвы поднялась на 75—275 мм. В этих примерах величина образования наилка в результате орошения, возможно, преувеличивается, тем не менее влияние небольших отложений ила в течение многих лет может быть весьма существенным.

Рассел (1950) указывает, что даже при отсутствии орошения поток илистой воды по поверхности почвы может вызвать закупоривание крупных почвенных пор частицами ила, что приводит к низким скоростям инфильтрации и плохому дренажу. Возможно, этот факт необходимо будет учитывать при дальнейших исследованиях постепенного изменения почвенной структуры и скорости инфильтрации, которая наблюдается во многих орошаемых районах мира. Однако в некоторых случаях илистая поливная вода может применяться с большой выгодой. Макджордж (1941) изучил возможность применения этого способа для улучшения водоудерживающей способности песка, который покрывает большие площади орошаемой территории в Аризоне. В неулучшенном состоянии этот песок содержит только 4—5% влаги. В одном случае по истечении 14 лет орошения илистой водой из реки Колорадо доля песка уменьшилась от первоначальных 95% до 65%, в то время как доля ила и глины возросла от 10 до 24%. Водоудерживающая способность возросла примерно от 4 до 17%. Гарднер и Хаббелл (1942) сделали сообщение об аналогичном изменении почвенных характеристик на небольших делянках в результате использования илистой воды на протяжении более 4 лет.

Указывалось, что в ирригационной практике наблюдается неравномерное распределение ила: наибольшая доля ила откладывается в самом начале ирригационного потока. Отложения, образовавшиеся в результате затопления, могут также состоять из неплодородных продуктов эрозии, в результате чего плодородие почвы может уменьшиться (Форд, 1952).

Влияние илистых отложений в период роста культуры зависит от того, отлагается ли ил на поверхности почвы у основания стебля или же он покрывает листья или стебли. Высокие растения повреждаются меньше, чем низкие, если уровень затопления не высок. В опытах, проведенных в Нью-Мексико, кукуруза и овес не пострадали от использования илистой оросительной воды. Однако орошение такой водой после посева задержало про-

растание овса, за исключением тех случаев, когда только что отложившиеся слои ила дали трещины. Растения фасоли погибали в результате того, что их стебли и листья покрывались илом, однако они выживали, если находились достаточно высоко на гребнях почвы (Гардпер и Хаббелл, 1942). Илистые отложения на стеблях и листьях особенно губительно действуют на растения при высоких температурах (Форбес, 1906; Кондо и Окамура, 1932; Конуей, 1940; Форд, 1951). Наблюдения, проведенные в Калифорнии, показали, что клевер белый Ладино быстро погибает от илистых отложений, оставшихся после затопления, однако люцерна может развить новые побеги через илистые отложения на поверхности почвы, если толщина этих отложений не превышает 50—75 мм.

Перевод И. Ф. Музычука

РЕАКЦИЯ С.-Х. КУЛЬТУР НА ВЫСОКИЙ УРОВЕНЬ ГРУНТОВЫХ ВОД

§ 1. Использование грунтовых вод растениями

В начале этого столетия большое внимание уделялось явлению капиллярного подъема воды с поверхности грунтовых вод. Считалось, что растения получают от этого источника значительное количество влаги. Интерес к этому вопросу несколько ослаб, когда было установлено, что в полевых условиях движение воды от поверхности грунтовых вод вверх является ограниченным. Позднее интерес к этому вопросу возник снова, когда была установлена необходимость поддерживать поверхность грунтовых вод близко к поверхности осушаемых органических почв, чтобы предотвратить чрезмерное оседание почвы. Такое регулирование уровня грунтовых вод стали практиковать на торфяниках и рыхлых породах и частично на некоторых песчаных почвах (Репфро, 1955; Стефенс, 1955; Фокс и др., 1956). В этих случаях потребность растений во влаге можно удовлетворить, поддерживая глубину грунтовых вод на определенном уровне (Клейтон и др., 1942; Роу, 1943; Роу и Эйрес, 1954). Этот процесс в настоящее время обычно называют подпочвенным орошением (субирригацией).

Этому источнику воды стали придавать значение после того, как вследствие экстенсивного осушения за последние несколько десятилетий постепенно снизился урожай пастбищ, плодовых и других культур в Нидерландах (Пилс, 1952). Потребовалось провести много работ в Нидерландах и других местах для того, чтобы определить влияние уровня грунтовых вод на урожайность. В результате выяснилось, что даже при глубоком залегании

уровня грунтовых вод эти воды могут быть источником, из которого растения будут получать значительное количество влаги. Это явление было описано для люцерны в западных районах США (Фокс и Липпс, 1955; Липпс и Фокс, 1956), для лугов в Небраске и других местах (Люис, 1943; Элерс и др., 1952), для лугов засушливой зоны (Уайт, 1932; Янг и Блайни, 1942; Флетчер и Элмендорф, 1955), для лесов (Уайлд, 1940; Вэр, 1947; Дозен и др., 1950; Уайлд и др., 1954) и для сахарной свеклы в Монтане (Ларсон и Джонстон, 1955).

Определение оптимального уровня грунтовых вод и, следовательно, идеальной глубины дренажа является довольно трудным вопросом. Это задача значительно сложнее задачи, как избавиться от излишней воды наиболее экономичным способом. С этим вопросом мы сталкиваемся в тех случаях, когда в период роста растений выпадает достаточное количество осадков и получение урожая основано на поверхностном орошении. Трудность вытекает из необходимости быстро удалять избыточные воды из корневой зоны в период роста и предотвратить падение уровня грунтовых вод до глубины, недосягаемой для корней.

Ознакомимся сначала с имеющимися в нашем распоряжении сведениями о почвенной влаге, находящейся над поверхностью грунтовых вод. Кин (1922) подсчитал, что в идеальной почве влага может передвигаться по капиллярам до следующих высот, считая от уровня грунтовых вод:

в мелком гравии	15 см
» крупном песке	46 »
» мелком »	229 »
» иле	9,6 м
» тонком иле (0,01—0,002 мм)	46 м
» глине	более 46 м

Это означает, что чем меньше частицы, тем больше высота подъема воды. Однако такие высоты капиллярного подъема никогда не наблюдались ни в полевых условиях, ни при экспериментах. Высота подъема, которая наблюдалась в узких цилиндрах с однородной искусственно уложенной почвой, иллюстрируется данными таблицы 59.

Однако с точки зрения урожайности высота, до которой будет подниматься вода в полевых условиях, не так важна, как скорость этого подъема, так как эта скорость определяет, может ли корневая зона пополняться влагой с такой скоростью, чтобы компенсировать скорость поглощения влаги корнями. Таким образом, здесь интересно знать интенсивность подъема за сутки. На рисунке 229 приведен график, построенный по данным Аттерберга (табл. 59). Приведенный график показывает, что максимальная

Таблица 59

Максимальная высота капиллярного подъема (считая от уровня грунтовых вод) **в колонках из сухого ледникового гравия, песка и почвы** (Аттерберг, 1908; цитируется по Цункеру, 1930)

Материал	Размер частиц, мм	Порозность, %	Максимальная высота подъема, см	Продолжительность эксперимента, дни
Мелкий гравий . . .	5—2	40,1	2	1
	2—1	40,4	7	4
Крупный песок . . .	1—0,5	41,8	13	4
Средний песок . . .	0,5—0,2	40,5	25	8
Мелкий песок	0,2—0,1	40,4	43	8
Очень мелкий песок .	0,1—0,05	41,0	106	72
	0,05—0,02	41,0	177	18
	0,02—0,01	42,3	245	30
Ил	0,01—0,005	42,7	29	1
	0,005—0,002	—	14	1
Глина	0,002—0,001	—	6	1

высота подъема наблюдается в зоне грубого ила. В грубых и тонких почвах интенсивность подъема резко падает. Отсюда становится ясным, почему систематическое подземное орошение путем регулирования горизонта грунтовых вод практически применялось только на тонких песчаных почвах. Найдено, что подземное орошение при помощи регулирования уровня грунтовых вод также возможно и в торфяных почвах, в которых, как известно, скорость движения влаги вверх от уровня грунтовых вод также довольно высока.

Количество воды, которым может быть обеспечена корневая зона при помощи капиллярного подъема, трудно определить вследствие разной плотности и строения почвы, а также из-за различного содержания влаги в почве в полевых условиях. На скорость капиллярного подъема в равной степени влияет как размер частиц, так и характер сложения частиц. Там, где большие поры связаны с малыми, движение влаги от малых пор к большим порам не будет происходить до тех пор, пока на воду в малой поре не начнет действовать очень большое натяжение. Следовательно, поскольку движение воды от уровня грунтовых вод вверх зависит от наличия слоя с максимально низкой проницаемостью, даже очень тонкий слой, находящийся над уровнем грунтовых вод, может ограничить интенсивность капиллярного подъема. Верхние слои почвы с хорошей структурой и большим количеством пор, под которыми залегают все более и более тяжелые слои с более

тонкими порами и трещинами, характеризуются плохим капиллярным подъемом. Виссером (1950) была сделана первая попытка количественно выразить влияние на капиллярный подъем и, следовательно, на оптимальный уровень грунтовых вод таких факторов, как структура почвы, мощность и плотность торфяного слоя, залегающего под поверхностным слоем почвы, и содержание перегноя в почве (рис. 230). На этой диаграмме показано также влияние колебаний уровня грунтовых вод на урожай. Эти данные являются результатом исследовательской работы, в которой уровень грунтовых вод был взят в соотношении с характеристиками почвы и в соотношении с урожаем. Эти сведения были, вероятно, получены при экспериментальной работе на небольших участках (Николсон, 1949). Сведения, приведенные на рисунке 230, позволяют сделать следующие заключения.

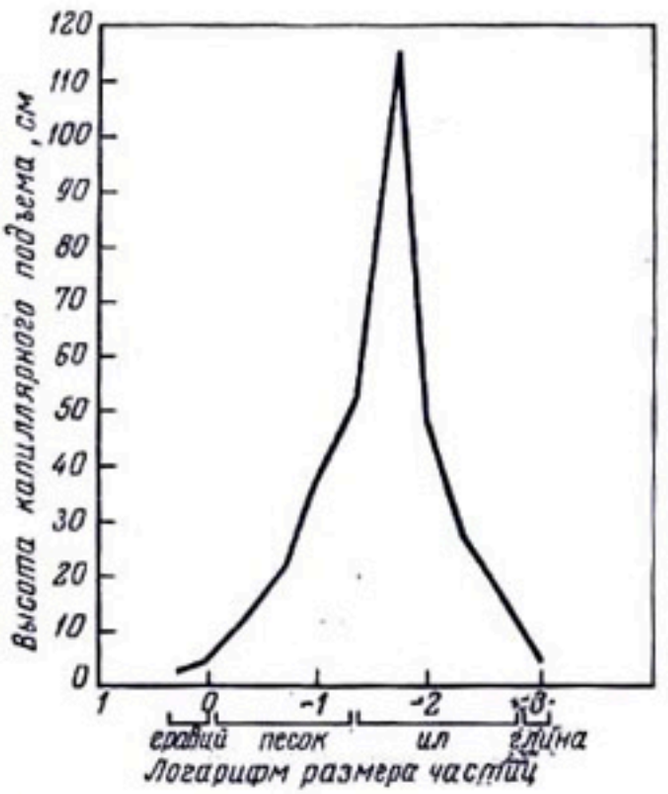


Рис. 229. Зависимость скорости капиллярного подъема воды от размера частиц при 17° С.

1. Чем толще слой перегноя, содержащегося в верхнем слое почвы, тем ниже оптимальный уровень грунтовых вод.

2. Там, где уровень грунтовых вод низкий (примерно 80 см), снижение урожая тем больше, чем тоньше слой торфа, залегающий под поверхностью почвы.

3. Чем выше уровень грунтовых вод, тем больше снижение урожая от колебаний уровня грунтовых вод, и это снижение тем больше, чем больше величина колебаний.

4. Чем беднее структуры почвы, тем больше снижается урожай при низком уровне грунтовых вод.

Выводы, сделанные в п. 1, подтверждаются данными, приведенными в таблице 60.

Содержание влаги в почве над поверхностью грунтовых вод имеет первостепенное значение при определении величины капиллярного подъема, так как между проницаемостью и содержанием влаги существует определенная зависимость. Проницаемость резко падает по мере уменьшения влагосодержания почвы. В песке интенсивность капиллярного подъема резко падает в том случае, когда в почвенной воде появляются даже незначительные напряжения. Мур (1939) установил, что проницаемость песка, вы-

Таблица 60

Влияние толщины песчаного перегнойного слоя и удельной поверхности песчаных грунтов на оптимальный уровень грунтовых вод пастбища (Хоугхаудт, 1952b)

Удельная поверхность песчаных подпочв	Уровень грунтовых вод (см), при котором урожай отклоняется от максимума не более чем на 10%, когда толщина слоя чернозема равна		
	20—30 см	31—40 см	41—60 см
40—60	85	100	100
61—75	100	115	115
79—90	100	115	115

ражаемая логарифмом величины K, упала от $5 \cdot 10^9$ при натяжении в 20 см до величины, которая меньше в пять раз при натяжении 120 см. В последнем случае (натяжение 120 см) движения влаги практически не происходило. Таким образом, если впитываемая корнями влага в песчаной почве подается за счет капиллярного подъема, то содержание влаги в корневой зоне должно поддерживаться приблизительно на уровне насыщения.

В глинистых почвах проницаемость падает менее резко при усыхании почвы.

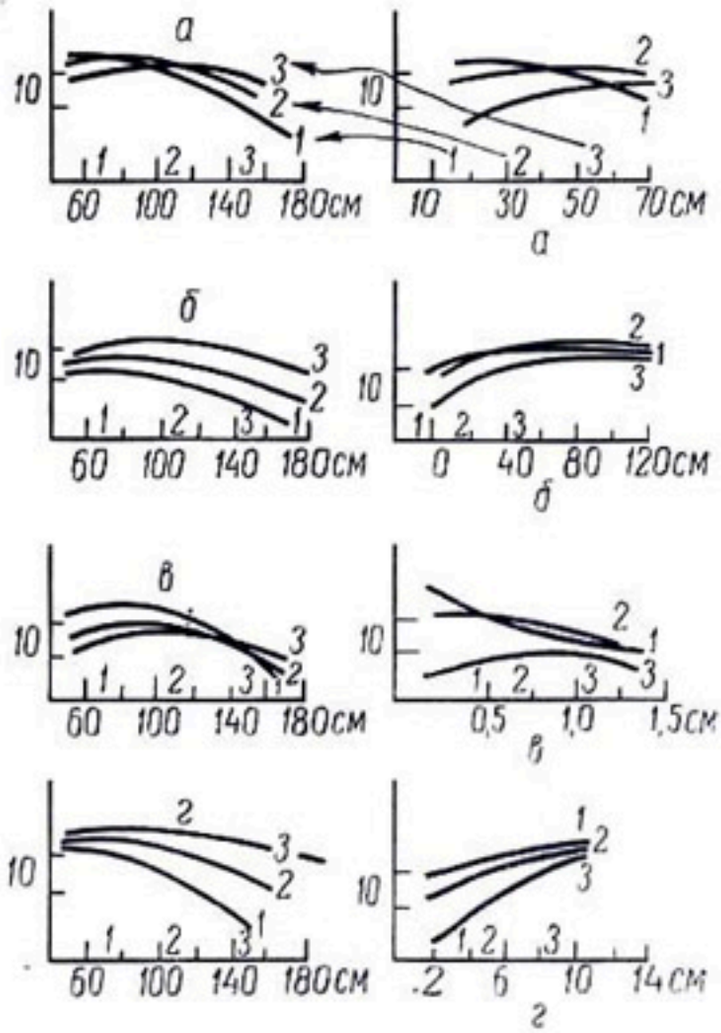


Рис. 230. Зависимость оптимального уровня грунтовых вод от следующих факторов:

а — мощность верхнего слоя почвы, богатого перегноем; *б* — мощность торфяного пласта, залегающего под поверхностью почвы; *в* — колебания уровня грунтовых вод; *г* — структура почвы. По Виссеру (1950).

По вертикали — урожай в условных единицах. В левом столбце графиков по горизонтали — средний уровень грунтовых вод летом, в правом столбце графиков по горизонтали отложены величины, обозначенные выше буквами *а*, *б*, *в*, *г*. Цифры *1*, *2*, *3* над горизонтальной осью графика (левого или правого) соответствуют обозначенным этими же цифрами кривым на соседнем графике (правом или левом): см. стрелки в верхнем ряду графиков.

Мур установил, что в тонкой глине проницаемость, выраженная через $\log K$, была равна $4 \cdot 10^{0}$ при нулевом натяжении и постепенно падала до $1 \cdot 10^{0}$ при натяжении 600 см. Следовательно, в глинистой почве влагосодержание в корневой зоне не требуется поддерживать таким высоким, как в песчаных почвах. Однако опыт показал, что в глинистых почвах поглощение влаги корнями опережает пополнение влаги за счет капиллярного подъема, что, очевидно, происходит из-за низкой интенсивности капиллярного подъема в этой почве. Рассмотрим следующие примеры.

Байюкос (1947) провел наблюдения над поведением влаги в почве различного строения. Опыты ставились в сосудах, в которых уровень грунтовых вод находился на глубине от 0,9 до 1,8 м. В течение вегетационного периода содержание влаги в корневой зоне резко падало. Это означает, что количество влаги, поглощаемой корнями, значительно превосходило количество воды, движущейся вверх от уровня грунтовых вод. Бойюкос пришел к выводу, что капиллярный подъем в таких условиях был чрезвычайно медленным.

В песчаном суглинке капиллярный подъем был несколько больше, чем в глине или илистом суглинке. После уборки урожая лизиметры были накрыты, чтобы предотвратить испарение и увлажнение почвы дождем. По истечении 9—10 месяцев в глине и илистом суглинке перемещалось очень небольшое количество воды, однако в песчаном суглинке почва увлажнялась до полной полевой влагоемкости вплоть до поверхности.

Влияние строения почвы иллюстрируется также наблюдениями, проведенными Куком и др. (1953). На примере выращивания в горшках львиного зева он показал, что растения хорошо снабжались влагой благодаря тому, что уровень грунтовых вод в песчаном суглинке поддерживался на глубине 52 см или даже глубже. В глинистых почвах растения получали влагу от грунтовых вод только тогда, когда уровень грунтовых вод находился на глубине 22 см, но даже и в этом случае требовалось поверхностное орошение, чтобы заставить растения расти, а оптимальные условия на более поздней стадии не представлялось возможным получить без дальнейшего поверхностного орошения. Таким образом, как только расходование влаги растением начинает превосходить количество влаги, поступающей в корневую зону за счет капиллярного подъема, почва начинает высыхать. В дальнейшем это было продемонстрировано ван'т Вудтом (1956) в полевых условиях. Было обнаружено, что орошение при помощи регулирования уровня грунтовых вод, проведенное на пастбище с глиноземной почвой в Новой Зеландии, являлось эффективным только тогда, когда потери на транспирацию были небольшие, т. е. когда количество влаги, поглощаемой корнями, было невелико.

В других случаях, когда транспирация была высокой, подземное орошение было эффективным только в том случае, когда периодические дожди помогали сохранять содержание почвенной влаги под зеркалом грунтовых вод на высоком уровне, обусловливая таким путем высокую эффективность капиллярного подъема.

В тяжелых почвах орошение путем регулирования уровня грунтовых вод также может быть эффективным там, где корни подходят близко к поверхности грунтовых вод. Это, вероятно, можно сказать и об орошении бобовых таким способом в долине Сакраменто в штате Калифорния (Гендерсон и др., 1954). Очевидно, в этом случае уровень грунтовых вод поддерживается на постоянной глубине, и корни получают достаточное количество влаги благодаря проникновению в капиллярную кайму, расположенную непосредственно над уровнем грунтовых вод. Эта точка зрения подтверждается наблюдениями, сделанными Ларсоном и Джонстоном (1955) на поле под сахарной свеклой, посеянной 20 и 22 апреля в илистой глине в Монтане при уровне грунтовых вод 1,2—1,35 м. Так как эти растения не орошались, они завяли приблизительно к 1 июля, но снова ожили 7 июля. Использование радиоактивного фосфора P^{32} показало, что корни достигли глубины 90 см и проникли во влажную зону над поверхностью грунтовых вод. Начиная с 7 июля никаких признаков недостатка влаги не замечалось. Концентрация в листьях фосфора P^{32}, поглощаемого с различных глубин почвы, показала, что после 5 августа подъем влаги с глубины 90 см (самая большая глубина, на которую вносился P^{32}) был гораздо больше, чем с глубины 30 или 60 см. Таким образом, в этой тяжелой почве корни должны были распространяться вниз (ближе к уровню грунтовых вод) до того, как присутствие влаги могло бы принести им пользу. Во время сбора урожая, в конце сентября, было обнаружено, что растения, которые снабжались влагой со стороны грунтовых вод, находящихся на глубине 1,2—1,35 м (осадков выпадало очень мало), образовали приблизительно на 15% меньше корней и на 20% меньше сахарозы, чем те растения, которые были выращены в условиях умеренно частого или частого орошения. Мы располагаем только скудными сведениями относительно действительной толщины капиллярной каймы как в данном случае, так и в других аналогичных случаях, к тому же эти сведения почти не расходятся с данными рисунка 231 (стр. 653).

Сведения, собранные Энгельгардтом (1931), Уайтом (1932), Янгом и Блайни (1942) и Лютином и Бланчи (1954), показывают, что толщина капиллярной каймы может уменьшаться в течение дня в результате поглощения влаги корнями, однако первоначальная толщина капиллярной каймы восстанавливается в течение следующей ночи.

При некоторых условиях уровень грунтовых вод и в тяжелых почвах можно поднять очень близко к поверхности в периоды интенсивного использования воды культурами на транспирацию и испарение. Это можно сделать, когда культура имеет неглубокую корневую систему. Примером этого являются постоянные пастбища на высокоплодородных песчано-глинистых почвах (ван't Вудт, 1956; Вэр, 1955; табл. 20). Однако такой метод нельзя применить там, где значительная часть корневой системы обычно погибает или подъем грунтовых вод мешает аэрации почвы и питанию сельскохозяйственных растений. Примеры, иллюстрирующие вышесказанное, даны в главе 4, § 3.

§ 2. Колебания уровня грунтовых вод и урожайность

Уровень грунтовых вод колеблется в течение года в соответствии с колебаниями температуры. Эдлефсен и Бодман (1941) наглядно показали, что при уменьшении поверхностного натяжения за счет повышения температуры в течение летних месяцев уменьшается водоудерживающая способность почвы. Наряду с этим Вест (1955) смог показать, что увеличение температуры весной приводит к заметному подъему уровня грунтовых вод. Осенью, когда температура падает, происходит обратное. Из данных Веста вытекает, что этот подъем может составлять несколько дюймов. Влияние небольших колебаний температуры в течение вегетационного периода в значительной степени зависит от глубины залегания поверхности грунтовых вод. Чем глубже уровень грунтовых вод, тем незначительнее колебания температур в почвенном массиве над уровнем грунтовых вод. Вест (1933) и Мур (1939) наглядно показали, что там, где температура меняется во всем почвенном массиве, разница температур в несколько градусов может вызвать подъем или падение уровня грунтовых вод на несколько дюймов (рис. 231). Однако в течение периода вегетации Вест в полевых условиях обнаружил лишь небольшие колебания уровня грунтовых вод, который находился на глубине 100 см. Однако эти колебания составляли несколько дюймов, когда уровень был на глубине от 35 до 50 см.

Из наблюдений Веста видно, что определение влияния барометрического давления на уровень грунтовых вод «маскировалось» воздействием температур. Однако измерения показали, что это влияние, как правило, меньше при более глубоком уровне грунтовых вод. Увеличение барометрического давления на 2,5 мм вызывает падение уровня грунтовых вод на 1 см при глубине этого

уровня, равной 100 см, и 1,25 см, когда уровень грунтовых вод находится на глубине около 50 см.

Различие в интенсивности поглощения влаги растениями и увеличение влаги в результате осадков имеют значительно бо́льшее влияние на колебания уровня грунтовых вод, чем упомянутые выше факторы. Что касается количества осадков, то Рассел (1945) указывал, что можно определить подъем уровня грунтовых вод, обусловленный осадками, по адсорбционной кривой влажности, что он проиллюстрировал примерами. Однако этот метод в полевых условиях может оказаться непригодным из-за трудности определения насыщенности почвы над неглубоким уровнем грунтовых вод при наличии растущей культуры и из-за сложностей, указанных в предшествующем разделе.

Орошение при помощи регулирования горизонта грунтовых вод отличается от дренажа тем, что канавы и дрены применяются не только для удаления воды, но также для снабжения почвы водой. При проектировании систем орошения, в которых

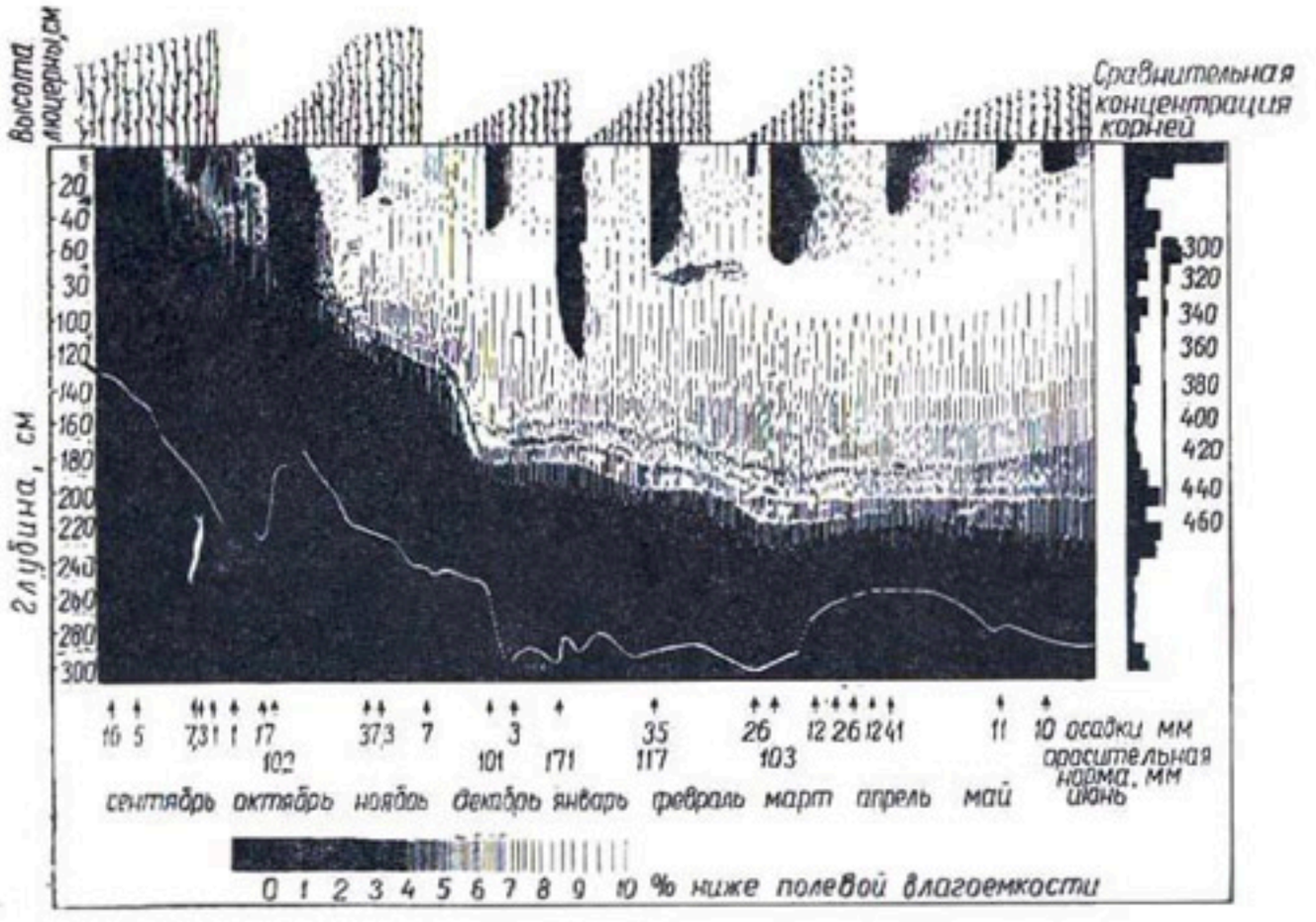


Рис. 231. На диаграмме показаны изменения влажности почвы, уровень грунтовых вод и толщина капиллярной каймы в период вегетации люцерны (Австралия). Указаны также количество осадков, поливная норма, высота стеблей люцерны и концентрация корней. Белая извилистая линия на черном фоне — поверхность грунтовых вод. По Весту (1933).

регулируется горизонт грунтовых вод, используется тот же самый принцип, что и в дренаже: пропицаемость почвы определяет требуемое расстояние между дренами. Разница между дренированием и орошением с помощью регулирования уровня грунтовых вод и влияние проницаемости, определяемой строением почвы, графически показаны на рисунке 232.

В последующих разделах будет показано, что часто необходимо поддерживать поверхность грунтовых вод на критическом уровне

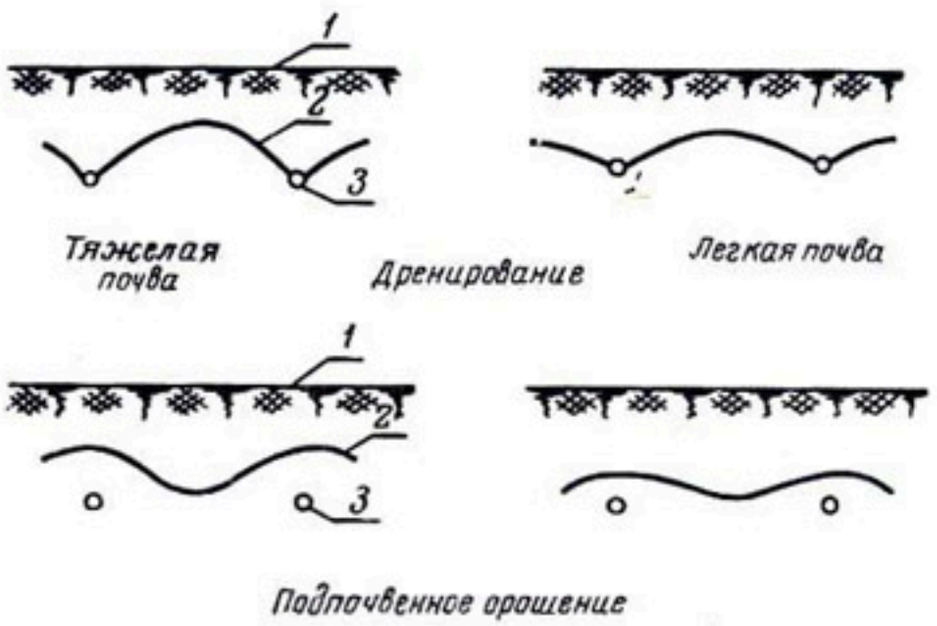


Рис. 232. Дренирование и подпочвенное орошение на малопроницаемых (тяжелых) и на хорошо проницаемых (легких) почвах:

1 — поверхность почвы; *2* — поверхность грунтовых вод; *3* — дрена.

в течение всего вегетационного периода для того, чтобы субирригация была успешной. Это предъявляет высокие требования к применяемым методам регулирования уровня грунтовых вод. Эти методы часто требуют лучшей разработки, чем методы дренирования земель. Уровень грунтовых вод в почве между дренами устанавливается медленнее, чем при дренировании (рис. 233). Поэтому требуемое расстояние между дренами в случае орошения путем регулирования уровня грунтовых вод должно быть меньше, чем в случае дренажа. В настоящее время в тяжелых почвах успешно применяются кротодрены (Хендерсон и др., 1954). Все же кротовые дрены лучше применять в почвах с устойчивой структурой.

При подъеме уровня грунтовых вод в течение вегетационного периода в результате дождя корневая система может быть значительно повреждена. Поэтому в Нидерландах было предложено регулировать уровень грунтовых вод так, чтобы он был ниже оптимального уровня в тех случаях, где повсеместное надлежащее

регулирование уровня грунтовых вод является затруднительным (Блумен, 1951). Виссер (1955) писал, что в Нидерландах, где проницаемость почвы меньше 25 см в сутки, подземное орошение практически неприемлемо.

Высказывания о преимуществах подземного орошения в Нидерландах иногда приводили к неправильному применению этого орошения, и иногда поддержание поверхности грунтовых вод на неоправданно высоком уровне наносило вред (Бломен, 1951; Вестра и Виссер, 1952; ван дер Ворт, 1953). Уже указывалось, что снижение урожая из-за слишком высокого уровня грунтовых вод может быть намного больше, чем при глубоком залегании

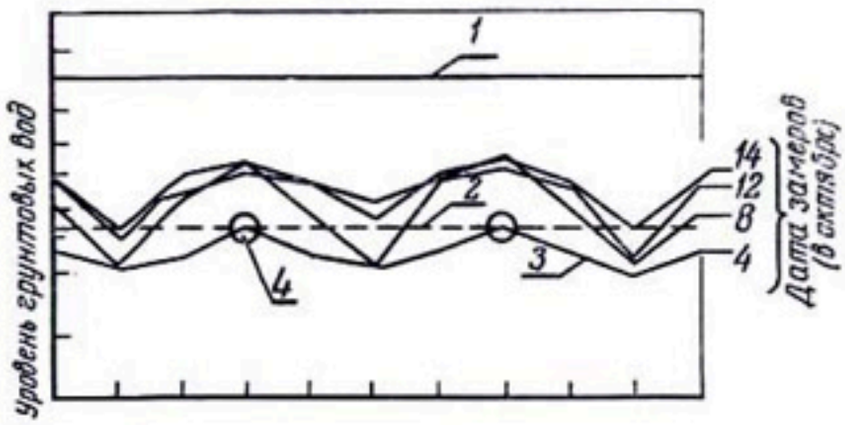


Рис. 233. Изменение уровня грунтовых вод в зависимости от времени подпочвенного орошения в органической почве. По Моррису (1949):

1 — поверхность почвы; *2* — уровень воды в каналах; *3* — поверхность грунтовых вод (указано четыре положения); *4* — дрена диаметром 125 мм.

грунтовых вод. Это верно и в отношении глинистых почв, которые медленно дренируются и имеют тенденцию заболачиваться после дождя. Ван дер Ворт (1953) утверждает, что в течение влажного периода поверхность грунтовых вод должна находиться на глубине 80 см или ниже.

Потери урожая ячменя при однократном подъеме уровня грунтовых вод в течение вегетационного периода иллюстрируются экспериментом Бертрама (1931)—табл. 61. Требуется 14 дней для того, чтобы поверхность грунтовых вод восстановилась до первоначального уровня.

Вред, причиняемый тимофеевке и клеверу при однократном подъеме уровня грунтовых вод, описан в главе 3, § 2. Данные Блумена (1951) о влиянии колебаний уровня грунтовых вод на урожай ржи представлены на рисунке 234, откуда видно, что эти колебания оказывают отрицательное действие на урожай, и это действие тем хуже, чем выше уровень грунтовых вод. Однако при низком уровне грунтовых вод эти колебания могут

Таблица 61

Зависимость урожая ячменя, выращиваемого в больших лизиметрах, от уровня грунтовых вод (Бертрам, 1931)

Период высокого уровня грунтовых вод	Относительный урожай * (%) в случае, когда уровень грунтовых вод поднимается выше отметки 80 см на					
	10 см		25 см		50 см	
	зерно	солома	зерно	солома	зерно	солома
10 июня — 25 июня	21	23	30	38	57	57
20 июня — 5 июля	26	26	46	47	76	70
1 июля — 15 июля	20	33	29	50	39	51
10 июля — 25 июля	33	37	36	45	45	41

* За 100% взят урожай при постоянном (80 см) уровне грунтовых вод.

оказывать положительное действие на урожай. Данные, представленные на рисунке 230 (стр. 649), и наблюдения Виссера (1948) за ростом земляники подтверждают эти выводы.

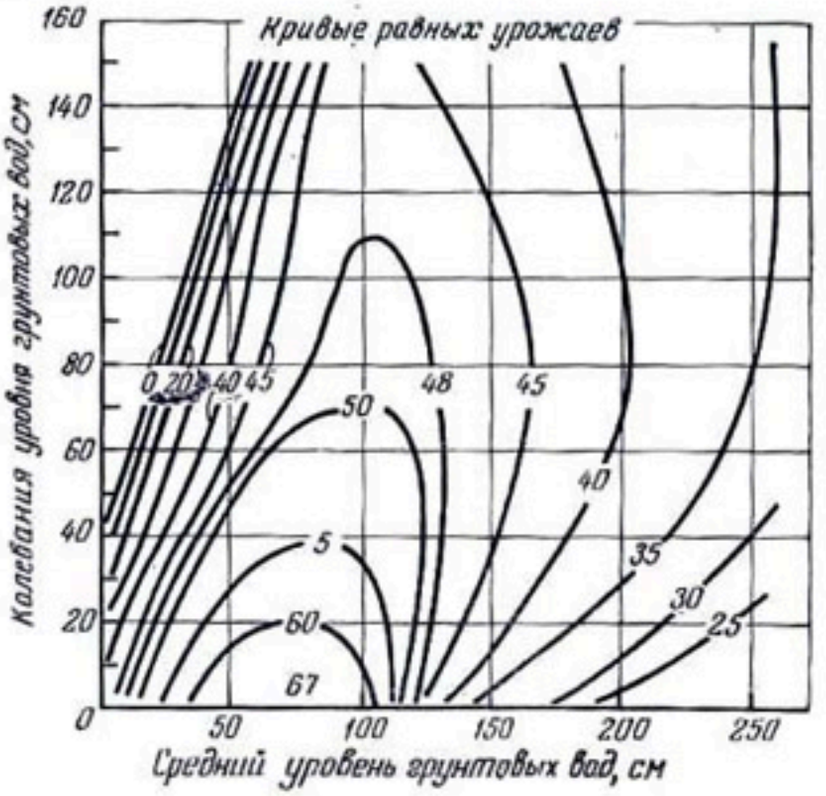


Рис. 234. Влияние колебаний уровня грунтовых вод и глубины залегания поверхности грунтовых вод на урожай ржи. По Бломену (1951). Цифры у кривых указывают относительный урожай.

В связи с падением уровня грунтовых вод в вегетационный период все считают, что в засушливый период растения страдают больше на недренированных почвах, чем на дренированных. Это

объясняется тем, что корни, находящиеся ближе к поверхности, весной вследствие быстрого понижения уровня грунтовых вод не успевают следовать за понижением поверхности грунтовых вод. Очевидно, в этом случае на развитие корней влияет скорость, с которой падает уровень грунтовых вод. Обычно весной падение этого уровня происходит так быстро и поверхность почвы так сильно высыхает, что все это приводит к дальнейшему ухудшению корневой системы. Это значит, что корни не могут следовать за понижающимся уровнем грунтовых вод. Поведение корневой системы в этом случае может зависеть от культуры. Годеваген (1941) отметил, что молодые травы имеют более гибкую корневую систему, чем старые. В то время как молодые травы могут приспособить свою корневую систему к падающему уровню грунтовых вод, старые травы не в состоянии этого сделать. Старые травы обычно имеют более мелкую корневую систему и поэтому больше повреждаются в период летней засухи.

Пример преимущества, получаемого за счет медленного понижения уровня грунтовых вод, был дан Леонардом (1945) для хлопчатника, который выращивался на глинистой почве в Миссисипи. В этом случае корни в середине лета могли следовать за медленно понижающимся уровнем грунтовых вод, максимальная глубина которого в октябре равнялась 120 см. Интересно определить, насколько можно удлинить корневую систему — и тем самым увеличить засухоустойчивость культуры — путем регулирования скорости падения уровня грунтовых вод весной и летом.

Перевод Е. П. Фивег

§ 3. Общая реакция с.-х. культур

Из анализа, приведенного в предыдущих разделах, вытекает, что для некоторых культур нельзя дать совершенно твердых и определенных правил, касающихся оптимального уровня грунтовой воды. Приведенные в литературе данные об оптимальном уровне грунтовых вод могут служить лишь общим руководством, так как метеорологические условия изменяются от одной местности к другой, что вызывает значительные изменения оптимального уровня грунтовых вод в соответствии с тем, какое количество осадков выпадает в вегетационный период, как поглощается вода растениями и как это поглощение меняется на протяжении вегетационного периода. Таблица 62 иллюстрирует принципиальные моменты, касающиеся этих вопросов. Основы, на которых базируются эти последние данные, анализируются в главе 4, § 8.

Таблица 62

Оптимальные уровни грунтовых вод для постоянных пастбищ в Голландии, по ван дер Ворту (1953)

Период	Уровень грунтовых вод, см		
	в нормальных торфяных почвах и песчаных почвах, бедных гумусом	в торфяных почвах, подверженных необратимому высыханию	в песчаных почвах, богатых гумусом
Октябрь 15 — апрель 15	>60	>60	>80
Апрель 15 — май 15	60	50	80
Май 15 — август 15	40*	20*	60*
	60**	50**	80**
Август 15 — октябрь 15	60	50	80

* В засушливый год.
** Во влажный год.

Эксперименты показали, что поддержание уровня грунтовой воды в зоне, достигаемой корнями растений, может быть или благоприятным, или вредным для урожая. Бордас и Матье (1937) и Янерт (1937) утверждали, что подземная ирригация дает чрезвычайно благоприятные результаты. Однако трудно дать оценку этим выводам из-за отсутствия данных, касающихся почвенных характеристик и методов экспериментирования.

Трудно проанализировать результаты тщательных экспериментов Хоугхаудта (1952) по вопросу о влиянии подземной ирригации на различные культуры, произрастающие на речной глине в Голландии (табл. 63), и результаты Буржевена и Энена (1943). Их выводы о том, что высокий уровень грунтовых вод уменьшил урожаи, возможно, объясняются дождем во время вегетационного периода, в результате чего почва над поверхностью грунтовых вод остается насыщенной после дождя. В других экспериментах, которые рассматриваются в последующих разделах, условия проведения опытов были описаны недостаточно хорошо, что затрудняет оценку полученных результатов.

Часто утверждают, что высокий уровень грунтовой воды препятствует развитию корней и что при таком уровне корни развиваются вблизи поверхности. Анализ наблюдений показывает, что растения ведут себя в указанных условиях по-разпому. Бауман и Клаус (1955) провели детальные наблюдения над развитием корневой системы различных трав в 48 горшках, в которых уровень воды поддерживался на глубине 36 см, считая от поверхности земли. Эти исследователи установили три типа развития корней при указанных условиях: типы развития райграса (Lolium),

Таблица 63

Урожай различных культур на опытном поле в Голландии при различных уровнях грунтовых вод в период 1943 — 1950 гг. По Хоугхаудту (1952)

Культура	Год	Урожай зерна, кг/ар* при уровне грунтовых вод					Урожай соломы, кг/ар при уровне грунтовых вод				
		40 см	60 см	90 см	120 см	150 см	40 см	60 см	90 см	120 см	150 см
Ячмень	1943	27,2	28,9	31,4	27,0	26,9	42,5	41,2	45,0	41,3	51,4
Овощной горох	1943	22,6	24,8	30,1	33,5	34,6	36,8	38,4	41,2	41,4	40,4
Бобы	1943	25,6	28,0	32,6	34,2	34,1	43,6	45,5	50,9	50,4	50,4
Озимая пшеница	1943—1944	21,5	21,3	24,5	29,3	24,8	49,8	52,0	67,0	80,6	79,3
Овес	1944	24,0	33,7	40,0	48,1	45,6	26,9	43,1	54,0	57,0	56,9
Сахарная свекла	1944	723	796	847	862	859	—	—	—	—	—
Озимый ячмень	1944—1945	18,5	17,7	19,7	20,7	20,6	26,1	24,6	26,9	29,3	29,5
Яровая пшеница	1945	31,5	29,3	30,9	33,5	30,5	54,6	53,3	55,8	61,3	58,9
Овощной горох	1945	32,9	37,2	36,8	38,3	40,0	42,7	46,8	42,4	43,6	44,0
Овощной горох	1946	7,7	17,5	19,2	19,2	19,4	16,6	25,0	28,5	31,2	32,3
Тмин	1945—1946	19,2	19,7	20,9	20,7	17,1	51,4	59,9	60,0	59,9	51,3
Бобы	1946	24,4	26,9	25,6	25,5	27,9	37,0	44,5	45,3	44,0	44,3
Яровой ячмень	1947	33,2	39,5	42,1	43,0	43,4	38,1	48,3	52,9	56,2	51,7
Тмин	1946—1947	9,0	10,8	10,6	11,2	10,6	39,6	34,9	34,5	35,5	36,1
Яровая пшеница	1947	33,8	41,9	43,7	43,7	42,6	63,2	80,7	79,6	82,9	84,5
Озимая пшеница	1947—1948	19,8	27,3	31,9	36,5	41,9	43,1	53,1	60,8	70,6	78,2
Овес	1948	29,8	39,6	43,1	51,9	54,1	53,0	60,2	56,2	63,1	63,9
Картофель	1948	232	259	245	239	247	—	—	—	—	—
Брюква	1948—1949	27,3	31,6	31,9	32,6	34,6	48,7	57,8	66,0	67,0	70,4
Семенники сахарной свеклы	1949	31,9	35,1	38,5	41,0	42,6	50,9	61,4	62,0	65,2	61,9
Брюква	1949—1950	11,8	15,1	15,1	15,7	14,9	40,7	49,3	51,4	56,5	57,4
Озимый ячмень	1949—1950	28,5	38,0	39,0	43,3	43,0	35,0	40,0	43,5	53,3	66,7
Озимая пшеница	1949—1950	31,3	37,6	42,5	45,8	51,3	57,5	64,3	73,8	76,5	89,9

* 1 кг/ар=1 ц/га.

тип развития полевицы (Agrostis) и тип развития ежи сборной (Dactylis). Корни райграса проникали, например, до самого дна горшка, т. е. корни проникали даже ниже поверхности грунтовых вод. Корни полевицы доходили до поверхности грунтовых вод, в то время как зона развития корней ежи сборной ограничивалась хорошо аэрируемой частью почвы, толщина которой часто составляла только 12 см. Различное развитие корней, которое наблюдалось у этих трав, возможно, имеет место и у многих других культурных растений.

Многие наблюдения указывают на то, что растения тем больше страдают от высокого уровня грунтовой воды, чем глубже развиваются их корни в естественных условиях и чем меньшей гибкостью обладает их корневая система. Таким образом, плодовые деревья с глубоко проникающими корнями в наибольшей степени страдают тогда, когда поверхность грунтовых вод подходит близко к поверхности почвы (глава 4, § 6). В значительной мере это обусловлено «негибкостью» корневой системы у этих деревьев. Обычно люцерна, имеющая глубокие корни, развивается очень плохо при высоком уровне грунтовых вод, хотя имеются сообщения, что в Калифорнии люцерна хорошо росла даже там, где уровень грунтовых вод находится на расстоянии 50 см от поверхности почвы (Лютин и Бианчи, 1954). Культуры, имеющие глубокие корни, очевидно, требуют хорошего аэрирования почвы до определенной глубины, однако они выигрывают и при таком уровне грунтовых вод, при котором их нижние корни могут поглощать влагу из этого источника (глава 4, § 1). Калисварт (1949) расположил ряд важных культур в порядке их требований к увеличению глубины уровня грунтовых вод (по мере того как корни этих культур в процессе естественного развития проникают все глубже) следующим образом: постоянные пастбища, долгосрочные и краткосрочные луга и пастбища, яровые и озимые хлеба, лен, картофель, кормовая свекла, сахарная свекла и люцерна. Несомненно, картофель является исключением из этого правила, поскольку опыт многих районов показал, что эта культура положительно реагирует на весьма высокий уровень грунтовых вод.

При сравнении развития корней растений при различных уровнях грунтовых вод (Годеваген, 1952) было установлено, что при постепенно падающем уровне корни проникают до определенной глубины, ниже которой не происходит дальнейшее развитие корней. Таким образом, Блав (1938) нашел, что в Голландии корневая система луковичных при уровне грунтовых вод, находящихся на глубине 50 см от поверхности, ограничивалась в большей степени, чем при уровне в 60 см. В том и другом случае корни кончались примерно на расстоянии 10 см, считая вверх от поверхности грунтовых вод. Однако там, где уровень находился на глубине

80 см, развитие корней было хуже. В этом случае лишь отдельные корни проникали в двадцатисантиметровую зону над поверхностью грунтовых вод. В соответствии с этим урожай луковичных при уровне 80 см был меньше, чем при уровнях 50 и 60 см. Подробные данные, касающиеся характеристики корней в этих случаях, приведены в таблице 64.

Таблица 64

Зависимость характеристик корней тюльпана Дарвина, выращиваемого на дюнных песках, от уровня грунтовых вод (Блав, 1938) *

Характеристики корней	Величины характеристики при уровне грунтовых вод					
	50 см	60 см	80 см	50 см	60 см	80см
	1 марта			1 июня		
Длина листьев, см	3,9	3,4	3,3	23,6	25,3	21,4
Число корней . .	290	302	307	320	230	225
Длина самых длинных корней, см	37,3	43,6	41,2	37,0	49,4	58,7
Вес сырых корней, г . . .	122,5	140,6	131,7	98,2	118,0	83,0
Сухой вес всех корней, г	8,7	9,9	9,7	9,7	9,6	9,2
Содержание сухого вещества в корнях, %	7,1	7.0	7,3	9,9	8,2	11,0

* В таблице указаны средние величины, подсчитанные по 9 растениям.

Тот факт, что корни некоторых растений проникают при определенных условиях ниже уровня грунтовых вод, часто не принимается во внимание. Тем не менее отдельные сообщения об этом делали время от времени следующие авторы: о пастбищных растениях — Освальд (1918) и Годеваген (1941); о люцерне — Уайт (1932), Вест (1933), Фокс и Липпс (1955); о пшенице и других культурах — Годеваген (1952). Представляется, что в большинстве случаев эти корни были живыми и функционировали. Более детальные наблюдения в данном направлении не проводились. Только Фокс и Липпс описали случай, когда корни люцерны проникали в зону ниже поверхности грунтовых вод. Эти корни были белыми и разбухшими.

В предыдущем разделе отмечалось, что есть трудности в поддержании грунтовых вод на высоком уровне из-за необходимости быстрого проведения осушения после дождя. В дюнных песках в Голландии это требование может быть удовлетворено. Было установлено что поддержание высокого уровня грунтовых вод имеет

большое практическое значение при выращивании луковичных (Блав, 1938). Благодаря большой скорости дренирования этих почв метеорологические условия вызывают незначительные колебания оптимальной глубины, что иллюстрируется данными, приведенными в таблице 65.

Таблица 65

Оптимальная глубина уровня грунтовых вод для различных луковичных культур (Блав, 1938)

Культура	Тип песка	Оптимальная глубина, см	Год
Гиацинт Невинность	Крупный песок	60	1935
» »	» »	50	1936
» »	Мелкий »	60	1936
» Гертруда	Крупный »	60	1936
Тюльпан Мюрилло	» »	50	1936
» Коуплепд	» »	50	1936
» Коупленд	Мелкий »	50	1936
Ирис Император	Крупный »	50	1937
» Веджвудский	» »	50	1937
Нарцисс Король Альфред	» »	50	1937

Влияние различных уровней грунтовых вод на урожай гиацинтов Невинность показано на рисунке 235. Блав указывает, что поддержание высокого уровня грунтовых вод здесь вполне возможно благодаря хорошей аэрации почвы даже в этих условиях. В более тяжелых почвах труднее регулировать уровень грунтовых вод (глава 4, § 1). Более того, аэрация почвы, почвенная структура и содержание азота в тяжелых почвах ухудшаются при высоком уровне грунтовых вод в большей степени, чем в более легких почвах. Хоугхаудт (1952) пытался улучшить почвенную структуру при таких условиях за счет добавления извести, однако эти опыты не дали желаемых результатов. В ряде случаев наблюдались помехи, обусловленные содержанием азота в почве над высоким уровнем грунтовой воды (Кёпеками и Кёниг, 1929; Годеваген, 1941; Вэр, 1947; Хоугхаудт, 1952; Иден и др., 1951). Кёнеками и Кёниг сообщили, что в то время как урожай трав был значительно выше при уровне 40 см, чем при уровне 130 см, сбор сырого протеина при низком уровне грунтовых вод был на 10—25% выше. В течение двух засушливых лет было установлено, что во влажные годы положение, возможно, складывалось более благоприятно в пользу низкого уровня грунтовой воды. Годеваген (1941) исследовал этот вопрос на горчице, выращиваемой на мелком суглинистом песке в больших лизиметрах под откры-

тым небом. При этом уровень воды поддерживался на глубине 30, 50 и 90 см (в то же время проверка производилась и при отсутствии поверхности грунтовых вод). При обильном дожде во время вегетационного периода урожай был максимально высоким в почвах, где отсутствовала поверхность грунтовых вод. Урожай в лизиметрах при наличии грунтовых вод возрастал при внесении азота и фосфора, однако даже комбинированное внесение 100 кг

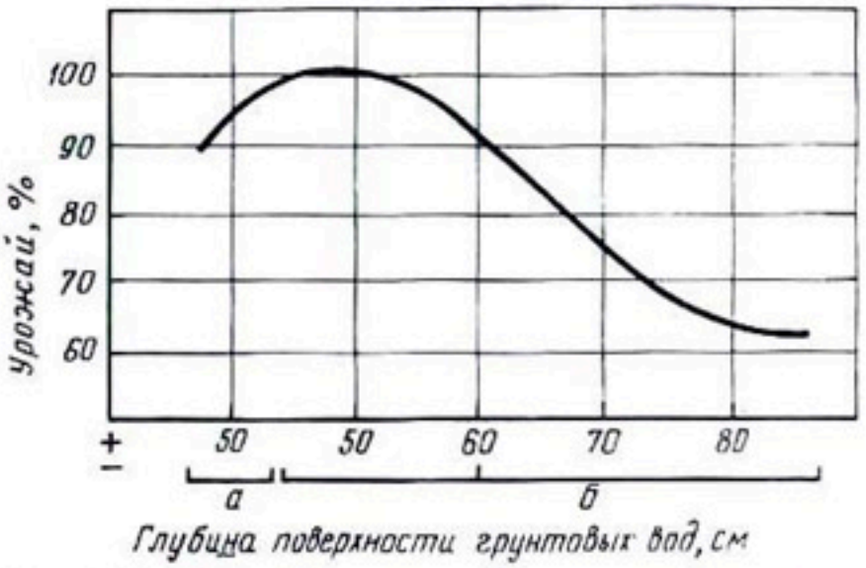


Рис. 235. Урожай гиацинта Невинность в зависимости от уровня грунтовых вод. По Блаву (1938b):
а — мелкий дюнный песок; б — крупный дюнный песок.

азота (N) и 563 кг фосфора (P_2O_5) на 1 га не повысило урожай до уровня, полученного при отсутствии грунтовых вод. Хоугхаудт (1952) пытался устранить вредное влияние высокого уровня грунтовых вод за счет внесения азота. В главе 4 (§ 4) излагаются исследования Идена (1951) об усвоении азота и других питательных веществ райграсом на торфяных почвах Финляндии.

Высокий уровень грунтовых вод может быть причиной и других вредных влияний, таких, как зарастание почвы сорняками, появление заболеваний и трудности при обработке земли.

§ 4. Пастбища

Вэр (1947) изучал в Финляндии влияние неглубокого уровня грунтовых вод на травостой клеверо-тимофеечной смеси в глинистой и торфяной почве в различные периоды вегетации. Результаты этой и некоторых других работ обобщены Вэром (1955).

Иден (1951) сделал сообщение о влиянии подземной ирригации на многоукосный райграс, посеянный без клевера. Урожай

в 1949 г. (это был относительно сухой год) при уровне грунтовых вод 35—40 см составил почти половину урожая, полученного при уровне грунтовых вод ниже 50 см. Сбор сырого протеина при высоком уровне грунтовых вод был в 3 раза меньше, чем при низком уровне. Усвоение калия, магния и хлора при высоком уровне грунтовых вод снижалось, однако усвоение кальция и фосфора оставалось прежним. Вывод о том, что при высоком уровне грунтовых вод содержание сырого протеина уменьшается, подтверждается наблюдениями и других исследователей. Эти эксперименты показали, что содержание сухого вещества трав заметно возрастает при переходе от низкого уровня к среднему и высокому и составляет соответственно 18,4; 19,8 и 24,9%. Это, очевидно, указывает на то, что растения действительно страдали от недостатка воды (возможно, потому, что из-за недостаточной аэрации влага плохо усваивалась). Приведенный выше эксперимент был повторен в относительно влажный год, и результаты были аналогичные (Николсон и др., 1953).

Положительное действие подпочвенного орошения было достигнуто в Голландии, что в некоторой степени противоречило результатам, полученным в Финляндии и Англии. Примером этого могут служить данные, приведенные Калисвартом (1949). Эти данные трудно оценить при отсутствии сведений, касающихся условий эксперимента. Большой интерес имеют данные, приведенные ван дер Вортом (см. табл. 62 на стр. 658).

При высоком уровне грунтовых вод во время вегетационного периода может произойти постепенное изменение состава травостоя, поскольку будут создаваться условия, которые благоприятствуют развитию влаголюбивых трав более низкого качества. Зависимость состава травостоя от уровня грунтовых вод исследовалась Элерсом и др. (1952) и Элленбергом (1952).

§ 5. Зерновые злаки

Работа Хоугхаудта (1952), результаты которой представлены в таблице 63, показывает, что на тяжелой глинистой почве в Голландии урожай зерновых снижается при уровне грунтовых вод выше 90 см. В песчаных почвах Голландии хорошие результаты могут быть получены при несколько более высоком уровне грунтовых вод, как это показано на рисунке 236 для овса. Вэр (1947) в результате тщательных экспериментов в Финляндии установил, что уровень грунтовых вод, находящихся в торфяной почве на глубине 60 см, обеспечивал оптимальные результаты.

В опытах с торфяной почвой в Финляндии (Саукко, 1946) уровень грунтовых вод постепенно поднимался в июле и августе с 30 до 56 см, и это не причинило никакого ущерба яровой пшенице и овсу. Однако на поле под ячменем уровень грунтовых вод должен находиться на глубине 50 см. Очевидно, уровень грунтовых вод, равный 25—40 см, в условиях Финляндии обеспечивает в засушливое лето оптимальный урожай. Там, где уровень грунтовых вод поднимался выше, характеристики урожая ржи имели вид, показанный на рисунке 237.

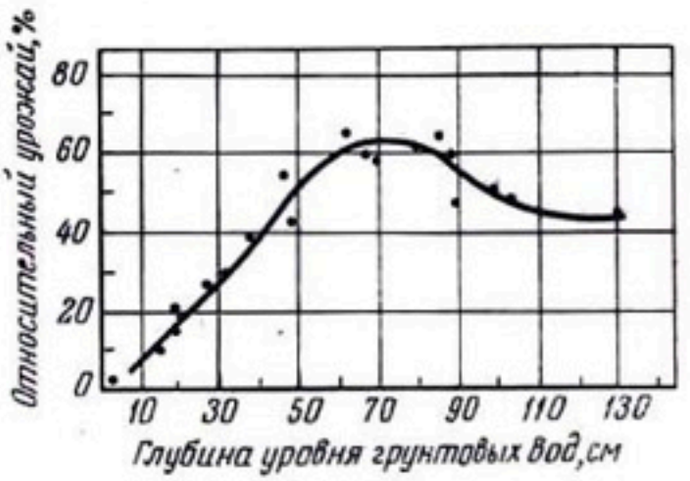


Рис. 236. Зависимость урожая овса на песчаных почвах Голландии от уровня грунтовой воды (Материалы съезда по вопросам водного хозяйства, 1954).

Эти характеристики имеют аналогичный вид и в случае ячменя, яровой пшеницы и овса.

Саукко (1950—1951) собрал данные, касающиеся другой территории, где высокий уровень грунтовой воды устанавливался

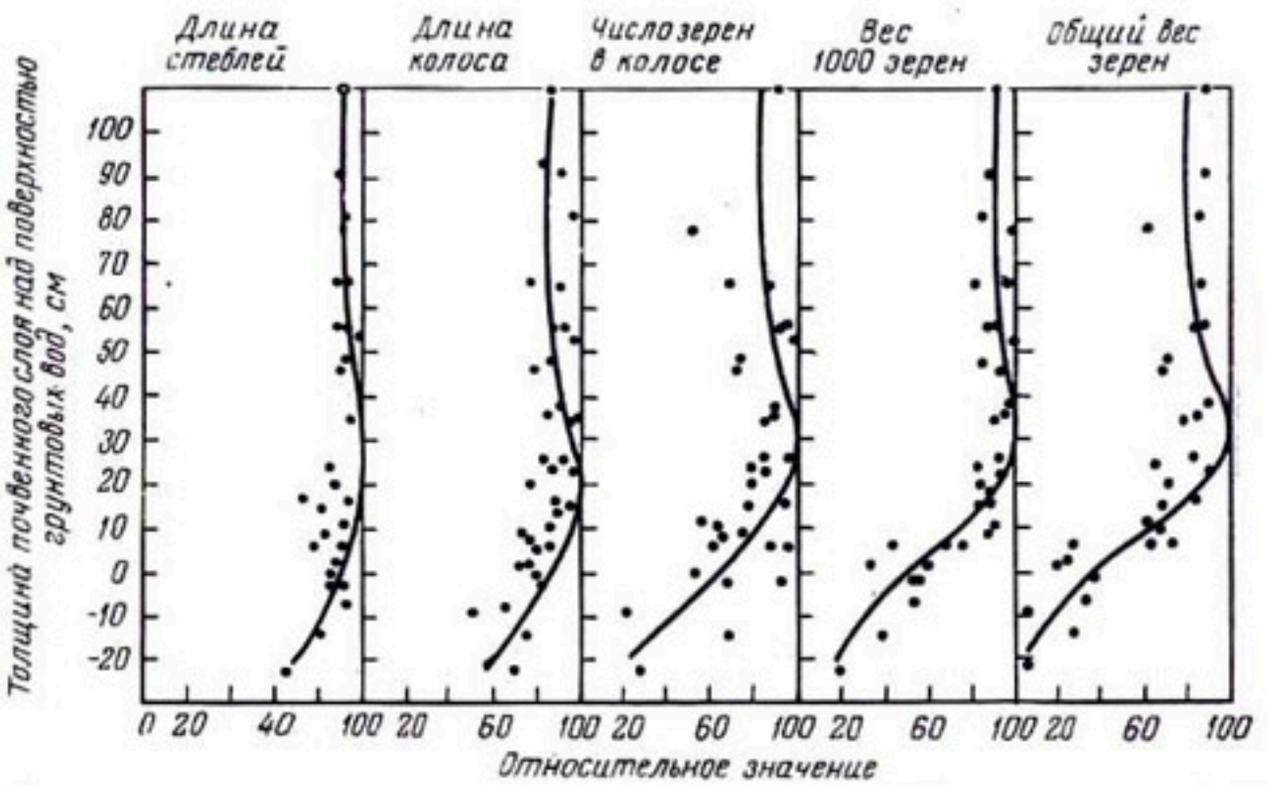


Рис. 237. Влияние уровня грунтовых вод на структуру урожая ржи в Финляндии. По Саукко (1946).

в более ранний период. Структура урожая была в основном такой же, как и структура урожая на рисунке 237.

Перевод А. А. Гермут

§ 6. Плодовые деревья

Считается, что для выращивания плодовых культур требуются хорошо дренированные почвы. В условиях чрезмерной влажности почвы деревья часто заболевают. Люис и Уорк (1931) писали, что идеальный уровень грунтовых вод для выращивания садов в штате Орегон равен 1,8—2,4 м. Не причиняет вреда и более высокий уровень грунтовых вод, сохраняющийся в течение 3—4 дней после выпадения осадков или после орошения в период вегетации. Уровень грунтовых вод, который могут переносить плодовые деревья, часто зависит от вида культуры и подвоя. Согласно утверждениям Стефенсона и Шустера (1940), грецкий орех хорошо растет при уровне 2,4—3 м. Когда уровень грунтовых вод равен 0,9 м, корни этого дерева располагаются вблизи поверхности почвы, что причиняет вред дереву, когда оно становится старше. По сообщению Макдениэльса и Хейнике (1929) из штата Нью-Йорк, высокий уровень грунтовых вод приводит к плохому урожаю орехов и слабому росту дерева. Оскэми и Батьер (1932) из того же штата произвели классификацию почв на садовых участках. Эти авторы считают, что существует взаимосвязь между величиной и качеством урожая и отзывчивостью плодовых культур на дренаж; сады были малоурожайными там, где из-за высокого уровня грунтовых вод корневая система была неглубокой.

Пенман (1938) в Австралии наблюдал, что цитрусовые первые 8—10 лет находились в здоровом состоянии там, где поверхность грунтовых вод залегала на глубине 1,2 м от поверхности почвы. Виссер (1947) в Нидерландах наблюдал, что молодые сливовые деревья меньше страдают от высокого уровня грунтовых вод, чем старые. В садах, особенно в зимние месяцы, для понижения уровня грунтовых вод можно с успехом использовать покровные культуры (Вест, 1933; Тейлор и Хупер, 1938; Пилс, 1952). В это время года повреждение корневой системы может происходить в результате замерзания почв, перенасыщенных влагой (Харрис, 1926; Хаазис, 1923). В последние годы в Нидерландах было замечено, что урожай в садах снижается при глубоком уровне грунтовых вод (Пилс, 1952), но может быть повышен при регулировании этого уровня (Виссер, 1946—1947).

§ 7. Лесные породы

Леса извлекают большое количество воды из почвы, и вырубка их может привести к увеличению водного потока (Лав, 1955), повышению уровня грунтовых вод и превращению хорошо дренированной почвы в заболоченную (Иоффе, 1949; Уайлд и др.,

1953). Значительная вырубка леса может вызвать столь большое повышение уровня грунтовых вод, что создадутся неблагоприятные условия для развития оставшегося лесного покрова (Уайлд, 1946). Высокий уровень грунтовых вод в значительной степени влияет на видовой состав леса (Уайлд, 1946).

§ 8. Овощные культуры

Опубликовано очень много работ, в которых рассматривается взаимосвязь между уровнем грунтовых вод в органических почвах и урожаем овощных культур. Этому вопросу уделено много внимания в обзоре Роу (1943), в котором обобщен опыт, накопленный в восточных штатах Америки. Известно, что для большинства овощных культур поверхность грунтовых вод должна находиться на глубине 30—60 см от поверхности почвы. Если эта глубина меньше 30 см, то урожай обычно снижается. Николсон и Фирс (1953), проводившие на торфяных почвах в восточной Англии опыты по определению отзывчивости сельскохозяйственных культур на разные уровни грунтовых вод, подразделяют эти культуры на 5 групп.

1. Культуры, урожай которых увеличивается при повышении уровня грунтовых вод (при опытах уровень грунтовых вод изменялся от 36 до 96 см).

Примером такой культуры может служить картофель.

2. Культуры, урожай которых увеличивается по мере понижения уровня грунтовых вод от 36 до 96 см.

Здесь в качестве примера может служить кормовая капуста.

3. Культуры, требующие определенного уровня грунтовых вод (при изменении этого уровня урожай понижается).

Пример — сельдерей.

4. Культуры, которые гибнут, если поверхность грунтовых вод поднимается выше определенного уровня.

Для примера укажем сахарную свеклу. Урожай этой свеклы снижался до нуля при уровне грунтовых вод выше 45 см. Изменение уровня в пределах от 51 до 96 см не влияло на урожай, однако содержание сахара несколько увеличивалось при уровне грунтовых вод ниже 76 см. Эти наблюдения показали, что для сахарной свеклы существует оптимальный уровень грунтовых вод.

5. Культуры, которые гибнут при высоком уровне грунтовых вод от «вторичных» причин.

Высокий уровень грунтовых вод благоприятно влияет на рост озимой пшеницы в самом начале периода вегетации, но при дальнейшем развитии пшеницы он способствует поражению этой культуры мучнистой росой.

5. ВЫСОКАЯ ВЛАЖНОСТЬ ПОЧВЫ И КАЧЕСТВО УРОЖАЯ

Груши легко переносят продолжительное затопление даже во время периода вегетации, однако качество их плодов при этом ухудшается. Хейнике и др. (1939) и Кинхольц (1946) сообщали, что при этих условиях внутри плода и на его поверхности образуется корка, а также происходит досрочное созревание плодов. Груши Анжу, выращенные в условиях высокой влажности почвы, были очень мягкими и подвергались заболеванию мягкой паршой. Яблони сорта Джонатан в таких условиях давали плоды, размеры которых превышали нормальные, но эти плоды легко деформировались и при хранении портились быстрее. Такие же результаты были получены в Калифорнии при выращивании персиков и земляники. Вкус плодов, выращенных в условиях высокой влажности почвы, ухудшается (Гарлей и Хаулет, 1941).

При выращивании овощных и плодовых культур чрезмерная влажность приводит к усиленному росту стеблей (удлиненные междоузлия). Большие тургесцентные клетки, образующиеся в таких условиях, подвергаются разрыву, и на листьях появляются трещины (Эдмонд и др., 1951).

Имеется много сведений о том, что при высокой влажности большие потери урожая бывают в период созревания плодов и сбора урожая, но в большинстве случаев высокая влажность почвы облегчает борьбу с вредителями.

6. УРОЖАИ НА ДРЕНИРУЕМЫХ И НЕДРЕНИРУЕМЫХ ПОЧВАХ

Трудно перечислить все выгоды, которые можно получить за счет отвода излишков воды из почвы, так как в настоящее время еще не ясно, что подразумевают под понятием и з л и ш к и в о д ы. Неконтролируемое глубокое осушение оправдано только там, где излишек воды возникает у поверхности почвы в период вегетации в результате выпадения дождя или при поливе.

Во многих случаях польза, получаемая от отвода излишков воды, бывает очень заметной, и ценность осушенных земельных участков возрастает во много раз. Это, в частности, верно для болот, где ведение сельского хозяйства невозможно без осушения. В настоящее время известно, что чрезмерное понижение уровня грунтовых вод может привести к снижению урожая, поэтому определение оптимальной глубины дренажа становится новой областью исследований (глава 4).

О пользе, приносимой дренажем, дает представление таблица 66.

Таким образом, дренаж позволяет увеличить выход сельскохозяйственной продукции и повысить ценность сельскохозяйственных земель. Кайтера (1941) разработал графики для определения эффективности дренажа.

Об увеличении урожая в результате дренирования земель имеются сообщения в следующих работах: Макколл (1928) — для культур севооборота в Мэриленде; Аверелл и Макгру (1929)— для заболоченных лесов в штате Миннесота; Зон и Аверелл (1929)— для заболоченных лесов в штате Висконсин; Кальбруннер (1930) и Бертрам (1931) — для дренированных и недренированных площадей под пастбищами для молочного и мясного скота в Германии; Рассел (1934) — для сахарной свеклы в Чехословакии; Фаузер (1937) — для культур севооборота в Чехословакии и Польше; Рожанский (1937) — для культур севооборота в Польше; Пирс

Таблица 66

Какую пользу приносит дренирование почвы

Выгоды от дренирования	Основной источник информации
Улучшение аэрации	
Повышение содержания азота в почве	Иден, 1951
Повышение эффективности подкормки, особенно фосфорной	Гудсон и Хоупвелл, 1940; Макгрегор, 1953
Повышение активности почвенных червей	Гудсон и Хоупвелл, 1940
Уменьшение засоренности почвы	Вэр, 1947; Николсон и Фирс, 1953
Облегчение обработки почвы	Бавер, 1948;
Более глубокая корневая система	Годеваген, 1941, 1952
Более раннее прогревание поверхностного слоя почвы, что позволяет увеличить период вегетации	Милленшан, 1935; Гудсон и Хоупвелл, 1940
Улучшение структуры почвы	Хоугхаудт, 1952
Увеличивается способность почвы накапливать воду и улучшается инфильтрация, что уменьшает эрозию	Уайлд и др., 1953
Предупреждается повреждение корней от морозов	Хаазис, 1923; Гаррисон, 1926
Повышается доступность влаги в период засухи благодаря глубокому проникновению корней, что приводит к повышению засухоустойчивости растений на дренированных почвах	Многочисленные полевые исследования
Предупреждается накопление оснований	Вест и Ховард, 1953
Уменьшается опасность заболевания растений	Хилд, 1943
Улучшаются санитарные условия местности (улучшается здоровье населения и животных)	Этчеверри, 1931

(1950) — для сахарного тростника в Южной Африке; Сейвсон, (1950)— для сахарного тростника в штате Луизиана.

В ряде случаев отмечалось, что польза от дренирования обнаруживается не сразу же после дренажа: необходимо некоторое время для улучшения структуры почвы.

Особый интерес имеют данные Кирсанова (1926), так как они относятся к еще нерешенной проблеме о допустимой глубине залегания грунтовых вод в период вегетации растений.

Выводы, сделанные Кирсановым, подтверждаются опытами, которые проводили Кёнекамп и Кёниг (1929), Вэр (1947), Хоутхаудт (1952а) и Джонгедик и др. (1954). Эти исследователи считают, что высокий уровень грунтовых вод отрицательно влияет на структуру почвы в зимнее время. Вестра и Виссер (1952) пришли к выводу, что затопление пастбищ в зимнее время приводит к снижению урожаев. Ван дер Ворт (1953) считал, что зимой уровень грунтовых вод должен быть ниже, чем летом. Виссер (1954) утверждал, что в Нидерландах приемлемый зимний уровень грунтовых вод на пахотных землях равен 40—50 см, а на пастбищах зимний уровень грунтовых вод должен быть несколько выше летнего. Данные, представленные Бломеном (1951), говорят о том, что чем выше уровень грунтовых вод летом, тем меньше он должен быть зимой. Согласно его данным, оптимальный зимний уровень грунтовых вод ниже оптимального уровня летом (глава 4). Имеются сведения о том, что глубокий дренаж в зимнее время способствует улучшению почвенной структуры[1].

Перевод Л. Ю. Морейно и М. В. Селезневой

---

[1] Выводы к III разделу пятой части кратко повторяют его содержание, новых положений не содержат и в русском издании опущены.— *Прим. ред.*

ЛИТЕРАТУРА[1]

1. Abramovich D. J., Elements of river runoff depending upon the relations between heat and moisture, Met. Abst. and Bibl., **1** (1950), 754, 1948.
2. Albert W. B., Armstrong G. M., Effects of high soil moisture and lack of soil aeration upon fruiting behavior of young cotton plants, *Plant Physiol.*, 6, 585—591, 1931.
3. Albrecht F., Die Methoden zur Bestimmung der Verdünstung der natürlichen Erdoberfläche, Archiv. Meteor. Geophys. 4. Bioklim. B2, 1—31, 1950.
4. Allison L. E., Effect of microorganisms on permeability of soil under prolonged submergence, *Soil Sci.*, **63**, 439—450, 1947.
5. Алпатьев А. М., Испарение как приближенный показатель потребности культур в воде, *Метеорология и гидрология*, 5, 41—47, 1952.
6. Ambrose H. H., Effect of smooth perforations on pipe roughness, Private communication, July 31, 1954.
7. American Petroleum Institute, Standard procedure for determining permeability of porous media, Code No. 27. Amer. Petrol. Inst., Div. of Production, Dallas, Tex., 1942.
8. American Society of Agricultural Engineers, Drainage Committee, Problems and need in agricultural drainage — a progress report (1945—46). St. Joseph, Mich., 1946.
9. American Society of Agricultural Engineers, Drainage Committee, Design and construction of tile drains in humid areas (proposed A. S. A. E. recommendation), *Agr. Eng.*, 34, 472—480, 485, 1953.
10. American Society for Testing Materials, Symposium on permeability of soils, Spec. Tech. Pub. 163, The Society, Philadelphia, 1954.
11. American Society for Testing Materials, Specification for drain tile, A. S. T. M. C4—55, The Society, Philadelphia, 1955.
12. American Society for Testing Materials (undated), specifications for drain tile, A. S. T. M. Designation C4.
13. American Society for Testing Materials, Performance test for the potential sulfate resistance of Portland cement, *ASTM Bul.*, 212, p. 37, 1956.
14. Andrews F. M., Beal C. C., The effect of soaking in water and of aeration on the growth of *Zea Mays*, *Torrey Bot. Club. Bul.*, **16**, 91—100, 1919.
15. Aronovici V. S., The mechanical analysis as an index of subsoil permeability, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **11**, 137—141, 1947.
16. Aronovici V. S., Donnan W. W., Soil permeability as a criterion for drainage design, Trans. Amer. Geophys. Un., 27, 95—101, 1946.
17. Atanasiu N., Ein Beitrag zum Studium des Wasserverbrauches unserer Kulturpflanzen, *Zeitschr. Pflanzenern. Düng. Bodenk.*, **42** (87), 103—123, 1948.

[1] В этом списке литературы фамилии авторов и названия организаций расположены в порядке английского алфавита. При необходимости узнать, как пишутся встречающиеся в тексте фамилии по-английски, пользуйтесь авторским указателем (стр. 706—713).—*Прим. ред.*

18. Averell J. L., McGrew P. C., The reaction of swamp forest to drainage in Northern Minnesota, *Bul. Minnesota Drainage and Waters*, 1929.
19. Ayers A. D., Seed germination as affected by soil moisture and salinity, *Agron. Jour.*, **44**, 82—83, 1951.
20. Ayers H. D., Soil permeability as a factor in the translocation of salts on irrigated land, *Sci. Arg.*, **31**, 383—395, 1951.
21. Ayres Q. C., Scoates D., Land drainage and reclamation, Ed. 1, p. 69, McGraw-Hill, New York, 1928.
22. Ayres Q. C., Scoates D., Land drainage and reclamation, Ed. 2, McGraw-Hill, New York, 1939.
23. Babbitt H. E., Caldwell D. H., The free surface around and interference between gravity wells, *Illinois Eng. Sta. Bul.*, **374**, 1948.
24. Baier W., Ergebnisse von Bodenfeuchteuntersuchungen in Stuttgart-Hohenheim, *Ber. deutsch. Wetterdienstes, U. S. Zone*, 6, 37—53, 1952.
25. Ballantyne A. B., Water table variations — causes and effects, *Utah Agr. Exp. Sta. Bul.*, **144**, 1946.
26. Bamesberger J. C., Land leveling for irrigation, U. S. D. A. Leaflet, 371, 1954.
27. Barber E. S., Sawyer C. L., Highway subdrainage, *Highw. Res. Board Proc.*, **31**, 643—666, 1952.
28. Bastow S. H., Bowden F. P., Physical properties of surface. (II. The viscous flow of liquid films), *Proc. Roy. Soc.*, London, A**151**, 220—233, 1935.
29. Baumann H., Die konstitutionelle Anpassung der Kulturpflanzen und die Wasserversorgung, *Zeitschr. Pflanzenern. Düng. Bodenk.*, 46 (91), 176—190, 1951a.
30. Baumann H., Wasserversorgung und Ertragsbildung, *Zeitschr. Acker-Pflanzenbau*, **93**, 497—513, 1951b.
31. Baumann H., Klauss M. L., Über die Wurzelbildung bei hohem Grundwasserstand, *Zeitschr. Acker-Pflanzenbau*, **99**, 410—426, 1955.
32. Baver L. D., Soil characteristics influencing the movement and balance of soil moisture; *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **1**, 431—437, 1937.
33. Baver L. D., Soil permeability in relation to non-capillary porosity, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **3**, 52—56, 1939.
34. Baver L. D., Farnsworth R. B., Soil structure effects on the growth of sugar beets, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **5**, 45—48, 1940.
35. Beach E. G., Factors affecting performance of tile ditching machines, unpub. M. S. thesis, Iowa State Coll. Library, Ames, 1948.
36. Beauchamp K. H., Surface drainage of tight soils in the Midwest, *Agr. Eng.*, **33**, 208—212, 1952.
37. Beauchamp K. H., Fasken G. B., Drainage recommendations by soil types, *Agr. Eng.*, **36**, 248—249, 1955.
38. Bendixen T. W., Slater C. S., Effect of the time of drainage on the measurement of soil pore space and its relation to permeability, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **11**, 35—42, 1947.
39. Bergman H. F., The relation of aeration to the growth and activity of roots and its influence on the exesis of plants in swamps, *Ann. Bot.*, **34**, 13—33, 1920.
40. Bernal J. D., Fowler R. H., A theory of water and ionic solution, with particular reference to hydrogen and hydroxyl ions, *Jour. Chem. Phys.*, **1**, 515—548, 1933.
41. Bertram, Die Auswirkung von Grundwasserstandsschwankungen in künstlich entwässerten Poldern, *Der Kulturtechniker*, **34**, 194—213, 1931.
42. Bertram G. E., An experimental investigation of protective filters, Soil Mech. Ser. No. 7, Harvard Grad. School Eng., Cambridge, Mass., 1940.

43. Bird M. T., Problem 3924, Mathematical Assoc. of America, *Amer. Math. Monthly*, 48, 279—280, 1941.
44. Bisal F., Siphon drainage in the Hyde-Park-Benson area, Cache Valley, Utah, *Soil Sci.*, 67, 395—401, 1949.
45. Blaauw A. H., De betekenis van de grondwaterstand voor de bloembollencultuur, Verh. Kon. Ned. Acad. Wetensch., Amsterdam, Section 2, 37, 1938a.
46. Blaauw A. H., The significance of the ground water level in bulb growing. (In Dutch), Lab. Plant Physiology, Wageningen, Meded. 53, 1938b.
47. Blake G. R., Page J. B., Direct measurement of gaseous diffusion in soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 13, 37—42, 1948.
48. Blaney H. F., Criddle W. D., Determining water requirements in irrigated areas from climatologic and irrigation data, *U. S. Soil Cons. Serv. Tech. Pub.*, 96, 1950.
49. Blaney H. F., Taylor C. A., Soil sampling with a compressed air unit, *Soil Sci*, 31, 1—4, 1931.
50. Blaney H. F. et. al., Consumptive use of water, a symposium, *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.*, vol. 117, Paper No. 2524, 1952.
51. Bloemen G. W., Two aspects of the level of ground water (in Dutch), *Landbouwvoorlichting*, 8, 387—390, 1951.
52. Bloodgood D. W., Drainage in the Mesilla Valley of New Mexico, *New Mexico Agr. Exp. Sta. Bul.* 129, 1921.
53. Bloodgood D. W., The ground water of middle Rio Grande Valley and its relation to drainage, *New Mexico Agr. Exp. Sta. Bul.*, 184, 1930.
54. Bloodworth M. E., Ross P. E., Drainage of irrigated lands in the Lower Rio Grande Valley of Texas, *Agr. Eng.*, 32, 669—617, 673, 1951.
55. Bodman G. B., The variability of the permeability «constant» at low hydraulic gradients during saturated water flow in soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 2, 45—53, 1938.
56. Bodman G. B., Harradine F. F., Mean effective pore size and clay migration during water percolation in soils, *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, 3, 44—51, 1939.
57. Bogue R. H., Calculations of compounds in Portland cement, paper 21, Portland Cement Assoc. at the Nat. Bur. of Standards, Washington, D. C., 1920.
58. Bogue R. H., The chemistry of Portland cement, Reinhold, New York, 1947.
59. Bolton J. L., McKenzie R. E., The effect of early spring flooding on certain forage crops, *Sci. Agr.*, 26, 99—105, 1946.
60. Bordas J., Mathieu G., Essais d'irrigation souterraine continue systeme d'Avignon en culture maraichère, Trans. 6th Comm. Intern, *Soc. Soil Sci.*, 251—254, 1937.
61. Botelho da Costa J. V., The indirect determination of the wilting coefficient by the freezing point method, *Jour. Agr. Sci.*, 28, 654—662, 1938.
62. Boumans J. H., Het bepalen van de drainageafstand met behulp van de boorgatenmethode. Drainage Vraagstukken. Landb. Tijdsch., 65, 82—104, 1953.
63. Bouwer H., Tile drainage of sloping fields, *Agr. Eng.*, 36, 400—403, 1955.
64. Bouyoucos G. J., Capillary rise of moisture in soil under field conditions as studied by the electrical resistance of plaster of paris blocks, *Soil Sci.*, 64, 71—81, 1947.

65. Bouyoucos G. J., Mick H. H., An electrical resistance method for the continuous measurement of soil moisture under field conditions, *Michigan Agr. Exp. Sta. Tech. Bul.*, **172**, 1940a.
66. Bouyoucos G. J., Mick H. H., Comparison of absorbent materials employed in the electrical resistance method of making a continuous measurement of soil moisture under field conditions, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **5**, 77—99, 1940b.
67. Bouyoucos G. J., Mick H. H., A fabric absorption unit for continuous measurement of soil moisture in the field, *Soil. Sci.*, **66**, 217—238, 1948.
68. Bower C. A., Petersen R. K., Technic for determining the permeability of soil cores obtained with the Lutz sampler, *Agron. Jour.*, **42**, 55—56, 1950.
69. Bower C. A., Wadleigh C. H., Growth and cationic accumulation by four species of plants as influenced by various levels of exchangeable sodium, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **13**, 218—223, 1948.
70. Boyer M. C., Estimating the Manning coefficient from an average bed roughness in open channels, Trans. Amer. Geophys. Un., 35, 957—961, 1954.
71. Boynton D., Soil atmosphere and the production of new rootlets by apple tree root systems, *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.*, **37**, 19—26, 1940.
72. Boynton D., Compton O. C., Effect of oxygen pressures in aerated nutrient solutions on production of new roots and on growth of roots and top by fruit trees, *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.*, **42**, 53—58, 1943.
73. Boynton D., Compton O. C., Normal changes in oxygen and carbon dioxide percentages in gas from the larger pores of three orchard subsoils, *Soil. Sci.*, **57**, 107—117, 1944.
74. Boynton D., Devilliers, J. I., Reuther W., Are there different critical oxygen levels for the different phases of root activity? *Science*, **88**, 569—570, 1938.
75. Boynton D., Reuther W., Seasonal variation of oxygen and carbon dioxide in three different orchard soils during 1938 and its possible significance, *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.*, **36**, 1—6, 1939.
76. Bradfield R., Batjer L. P., Oskamp J., Soils in relation to fruit growing in New York. IV. The significance of the oxidation-reduction potential in evaluating soils for orchard purposes, *Cornell Agr. Exp. Sta. Bul.*, **592**, 1934.
77. Bragg N. L., Atomic Structure of Minerals, Oxford University Press. London, 1937.
78. Bratley C. O., Notes on flooding injury to strawberries, *Phytopath.*, **20**, 685—686, 1930.
79. Brooks R. H., Bower C. A., Reeve R. C., The effect of various exchangeable cations upon the physical condition of soils, *Soil. Sci. Amer. Proc.*, **20**, 325—327, 1956.
80. Brown C. B., Sediment transportation, chap. 12. In: Rouse, H. Hydraulic Engineering, John Wiley & Sons, New York, 1950.
81. Brown C. F., Farm drainage, a manual of instruction, *Utah Agr. Exp. Sta. Bul.*, **123**, 1913.
82. Brown L. N., Flooding to control root knot nematodes, *Jour. Agr. Res.*, **47**, 883—888, 1933.
83. Browning G. M., Evaluation of crop and cropping systems for soil and water conservation, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **11**, 517—521, 1946.
84. Bryant A. E., Comparison of anatomical and histological differences between roots of barley grown in aerated and non-aerated culture solutions, *Plant Physiol.*, 9; 389—391, 1934.

85. Buckingham E., Contributions to our knowledge of the aeration of soils, *U. S. D. A. Bur. Soils Bul.*, **25**, 1904.
86. Будыко М. К вопросу о теории испарения с поверхности почвы, покрытой растительностью, *Met Abstr. and Bibl.*, **3** (1952), 1160, 1946.
87. Будыко М., Влияние метеорологических факторов на испарение с влажной поверхности почвы, *Met. Abstr. and Bibl.*, 4 (1953), 212, 1947.
88. Будыко М., Испарение в естественных условиях, *Met. Abstr. and Bibl.*, 3 (1952): 721 and 4 (1953): 247, 1948.
89. Burgevin H., Hénin S., Influence de la profondeur du plan d'eau sur le développement des plants, *Ann. Agron.* (N. S.) 13,288—294, 1943.
90. Burkholder J. L., Drainage works of the Rio Grande Irrigation Project, *Eng. News Res.*, 83, 543—549, 1919.
91. Cannon W. A., Physiological features of roots with especial reference to the relation of roots to aeration of the soil, Carnegie Inst., Washington, Pub. 368, 1952.
92. Cannon W. A., On the variation of the oxygen content of cultural solutions, *Science*, **75**, 108—109, 1932.
93. Cannon W. A., Oxygen relations in hygrophytes, *Science*, **91**, 43—44, 1940.
94. Carman P. C., Fluid flow through granular beds, *Trans. Inst. Chem. Eng.*, London, **15**, 150—166, 1937.
95. Carman P. C., Fluid flow through granular beds, *Trans. Inst. Chem.* Eng., London, **15**, 150—166, 1937.
96. Carslaw H. S., Jaeger J. C., Conduction of Heat in Solids, Oxford (Toronto), 1947.
97. Casagrande A., Seepage through dams, *Jour. New Engl. Water Works Assoc.*, **51**, 131—172, 1937.
98. Caughey M. G., Water relations of pocosin or bog shrubs, *Plant Physiol*, **20**, 671—689, 1945.
99. Cecil N. W., Drainage wells vs. drainage canals, cost and efficiency. California Irrig. Dist. Assoc., San Francisco, 1940.
100. Чеботарев Н. П., Испарение с поверхности почвы, когда уровень грунтовых вод ниже поверхности почвы, *Met. Abstr. and Bibl.*, 1 (1950), 759, 1950.
101. Childers N. F., White D. G., Influence of submersion of the roots on transpiration, apparent photosynthesis and respiration of young apple trees, *Plant Physiol.*, **17**, 603—618, 1942.
102. Childs E. C., Stability of clay soils, *Soil. Sci.*, **53**, 79—92, 1942a.
103. Childs E. C., The mechanics of mole-draining, *Emp. Jour. Exp. Agr.*, **10**, 169—181, 1942b.
104. Childs E. C., The water table, equipotentials and streamlines in drained land, *Soil Sci.*, **56**, 317—330, 1943.
105. Childs E. C., The water table, equipotentials and streamlines in drained land, *Soil Sci.*, 59, 313—327, 1945b.
106. Childs E. C., The water table, equipotentials and streamlines in drained land, III, *Soil. Sci.*, **59**, 405—415, 1945b.
107. Childs E. C., The water table, equipotentials, and streamlines in drained land, IV, Drainage of foreign water, *Soil Sci.*, 62, 183—192, 1946.
108. Childs E. C., The water table, equipotentials and streamlines in drained land, V, *Soil. Sci.*, **63**, 361—376, 1947.
109. Childs E. C., The equilibrium of rain-fed groundwater resting on deeper saline water: the Ghyben-Herzberg lens, *Soil Sci.*, **1**, 173—181, 1950.
110. Childs E. C., The measurement of the hydraulic permeability of saturated soil in situ, I, Principles of a proposed method, *Proc. Roy. Soc.*, London, A215, 525—535, 1952.

111. Childs E. C., The space charge in the Gouy layer between two plane, parallel non-conducting particles, Trans. Farad. Soc., 50, 1356—1362, 1954.
112. Childs E. C., The physical aspects of some concepts in soil mechanics, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, India, 24A, 86—92, 1955.
113. Childs E. C., Cole A. N., Edwards D. H., The measurement of the hydraulic permeability of saturated soil in situ, II., *Proc. Roy. Soc.*, London, **216**, 72—89, 1953.
114. Childs E. C., Collis-George N., The control of soil water, *Advances in Agronomy*, **2**, 233—272, Academic Press, New York, 1950a.
115. Childs E. C., Collis-George N., The permeability of porous materials. Proc. Roy. Soc. London. A201, 392—405, 1950b.
116. Christiansen J. E., Ground water studies in relation to drainage, *Agr. Eng.*, **24**, 339—342, 1943.
117. Christiansen J. E., Effect of entrapped air upon the permeability of soils, *Soil. Sci.*, 58, 355—365, 1944.
118. Christiansen J. E., Some permeability characteristics of saline and alkali soils, *Agr. Eng.*, **28**, 147—150, 153, 1947.
119. Christiansen J. E., Fireman M., Allison L. E., Displacement of soil-air by CO_2 for permeability tests, *Soil. Sci.*, 61, 355—360, 1946.
120. Chugg G. E., Calculation for land gradation, *Agr. Eng.*, 28, 461—463, 1947.
121. Clayton B. S., Jones L. A., Controlled drainage in the Northern Everglades of Florida, *Agr. Eng.*, **22**, 287—288, 291, 1941.
122. Clayton B. S., Neller J. R., Allison R. V., Water control in the peat and muck soils of the Florida Everglades, *Florida Agr. Exp. Sta. Bul.*, **378**, 1942.
123. Clements F. E., Aeration and air content. Carnegie Inst., Washington. Pub. 315, 1921.
124. Coit J. E., Packard W. E., Imperial Valley Settlers Crop Manual, *California Arg. Exp. Sta. Bul.*, **210**, 1911.
125. Colding L. A., Om lovene for vandets bevaegelse i jorden. Danske Vidensk. Selsk. Skr. 5. Raekke, Natur v. og math. Afd. 9b, 563—621, (Copenhagen), 1872.
126. Cole J. S., Correlations between annual precipitation and the yield of spring wheat in the Great Plains, *U. S. D. A. Tech. Bul.*, 636, 1938.
127. Colman E. A., A laboratory procedure for determining the field capacity of soils, *Soil Sci.*, **63**, 277—283, 1947.
128. Colman E. A., Hendrix T. M., The fiberglas electrical soil-moisture instrument, *Soil Sci.*, 67, 425—438, 1949.
129. Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Hederland, The influence of the closing of the sea inlets on the agricultural water economu in the southwestern part of The Netherlands (in Dutch), Utrecht. (mimeo.), 1953.
130. Congres Watervoorziening Voor de Landbouw in Noord Brabant, Report on water supplu to agriculture in northern Brabant (in Dutch), Provincial Government, s'Hertogenbosch. (mimeo.), 1954.
131. Conway V. M., Studies in the autecology of *Cladium mariscus* R. Br. Part. III. The aeration of subterranean parts of the plant, *New Phylologist*, **36**, 64—96, 1937.
132. Conway V. M., Aeration and plant growth in wet soils, *Bot. Rev.*, **6**, 149—163, 1940.
133. Cook R. L., Erickson A. E., Krone P. R., Soil factors affecting constant water level subirrigation, *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.*, 62, 491—496, 1953.
134. Corey A. T., Blake G. R., Moisture available to various crops in some New Jersey soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 17, 314—317, 1953.

135. Crank J., Henry M. E., Diffusion in media with variable properties. II. Trans. Farad. Soc., 45, 1119—1130, 1949.
136. Dachler R., Über Sickerwasserströmungen in geschichtetem Material, *Wasserwirtschaft*, 2, 13—16, 1933.
137. Dachler R., Grundwasserströmung, Julius Springer, Vienna, 1936.
138. Dalla Valle J. M., Micromeretics, Ed. 2, Pitman, New York, 1948.
139. Dapples E. C., Rominger J. F., Orientation analysis of fine-grained clastic sediments, *Jour. Geol.*, 53, 246—216, 1945.
140. Darcy H., Les fontaines publiques de la ville de Dijon, Dalmont, Paris, 1956.
141. Davis L. L., California rice production. Univ. California Agr. Ext. Serv. Cir., 163, 1950.
142. Davis R. E., Use of Pozzolans in concrete, *Jour. Amer. Concrete Inst.*, 21, (5), 1950.
143. Davis A. G., Martin B. F., Observations on the effect of artificial flooding on certain herbage plants, *Jour. Brit. Crassl: Soc.*, 4, 63—64, 1949.
144. Davis W. E., Slater C. S., A direct weighing method for sequent measurements of soil moisture under field conditions, *Jour. Amer. Soc. Agron.*, 34, 285—287, 1942.
145. Day P. R., Luthin J. N., Sand-model experiments on the distribution of water - pressure under an unlined canal, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 18, 133—136, 1954.
146. De Boodt M. F., Kirknam D., Anisotropy and measurement of air permeability of soil clods, *Soil Sci.*, 76, 127—133, 1953.
147. Demortier G., Droeven G., Etude de l'evolution des propriétés physiques des soils humids semis au drainage en relation avec le rendement des cultures, *Bul. Inst. Agr. et Sta. Rech. de Gembloux*, 20, 48—56, 1952.
148. De Veaux E. J., Meteorological trend and the apparent rise in sea level along the South Caroline coast, *Monthly Weather Rev.*, 83, 217—224, 1955.
149. De Vries D. A., Some remarks on gaseous diffusion in soils. Trans. 4th Intern. Cong., *Soil Sci.*, 2, 41—44, 1950.
150. De Vries L. L., Performance and operating costs of tile trenching machines. Unpub. M. S. thesis. Iowa State Coll. Library, Ames, 1951.
151. Diserens E., Beitrag zur Bestimmung der Durchlässigkeit des Bodens in natürlicher Bodenlagerung, *Schweiz. Landw. Monatshefte*, 12, 188—198, 204—212, 1934.
152. Donat J., Die Wirkung der Dränungen, *Wasserkraft und Wasserwirtschaft*, 31, 73—94, 1936.
153. Donnan W. W., Model tests of a tile-spacing formula, *Soil Soc. Amer. Proc.*, 11, 131—136, 1947.
154. Donnan W. W., Bradshaw G. B., Drainage investigations for irrigated areas in Western United States, *U. S. D. A. Tech. Bul.* 1065, 1952.
155. Donnan W. W., Bradshaw G. B., Blaney, H. F., Drainage investigation in Imperial Valley, California, 1941—51 (A 10-year summary), *U. S. D. A. Soil Cons. Serv. Tech. Pub.*, 120, 1954.
156. Donnan W. W., Christiansen J. E., Piezometers for ground water investigation, *West. Constr. News*, 19, 77—79, 1944.
157. Dosen R. C., Peterson S. F., Pronin D. T., Effect of ground water on the growth of red pine and white pine in Central Wisconsin, *Wisconsin Acad. Sci. Arts Let.*, 40, 79—82, 1950.
158. Duley F. L., Surface factors affecting the rate of intake of water by soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 4, 60—64, 1939.
159. Dumm L. D., Drain-spacing formula, *Agr. Eng.*, 35, 726—730, 1954.
160. Dupuit J., Études theoriques et pratiques sur le mouvement des eaux. Ed. 2 Dunod, Paris, 1863.

161. Dutz H. G., Flow of ponded water into tile drans as affected by space between individual tiles. Unpub. M. S. thesis. Iowa State Coll. Library, Ames, 1950.
162. Dwight H. B., Mathematical Tables, pp. 199—203. McGraw-Hill, New York, 1941.
163. Dwight H. B., Tables of Integrals and Other Mathematical Data. Macmillan, New York, 1947.
164. Eaton F. M., Significance of carbonates in irrigation waters, *Soil Sci.*, 69, 123—133, 1950.
165. Edén A., Alderman G., Baker C. J., Nicholson H. H., Firth D. H., The effect of ground water-level upon productivity and composition of fenland grass, *Jour. Agr. Sci.*, 41, 191—202, 1951.
166. Edlefsen N. E., Anderson A. B. C., Thermodynamics of soil moisture. Hilgardia, 15, 31—298, 1943.
167. Edlefsen N. E., Bodman G. B., Field measurements of water movement through a silt loam soil, *Jour. Amer. Soc. Agron.*, 33, 713—731, 1941.
168. Edminster T. W. and others, Tile drainage under quicksand conditions. Joint contribution of Virginia Agr. Exp. Sta. and U. S. Soil Cons. Serv. (mimeo.), 1951.
169. Edmond J. B., Musser A. M., Andrews F. S., Fundamentals of Horticulture. Blakiston, New York, 1951.
170. Edwards D. H., Water tables, equipotentials, and streamlines in drained soils with anisotropic permeability, *Soil Sci.*, 81, 3—18, 1956.
171. Ehlers P., Veihmeyer G., Ramig R., Brouse E. M., Fertilization and improvement of subirrigated meadows in Nebraska, *Nebraska Agr. Ext. Serv. Circ.*, 92, 1952.
172. Einstein H. A., Barbarossa N. L., River channel roughness, *Amer. Soc. Civ. Eng.*, Vol. 77, separate No. 78, July, 1951.
173. Ellenberg H., Physiologisches und ökologisches Verhalten derselben Pflanzenarten, *Ber. Deut. Botan. Ges.*, 65, 350—361, 1952.
174. Elliot G. R. B. et al., Pump drainage on the University of Wisconsin Marsh, *Wisconsin Agr. Exp. Sta. Bul.*, 50, 1921.
175. Elliot G. R. B., Relation between the downward penetration of corn roots and water level in peat soils, *Ecology*, 5, 175—178, 1924.
176. Elliott C. G., Development of methods of draining irrigated lands, *U. S. D. A. Ann. Rep. Off. Exp. Sta.*, 489—501, 1910.
177. Elliott C. G., Drainage as a correlative of irrigation. Paper presented at Intern. Eng. Cong., San Francisco, Calif., (unpub.), 1915.
178. Ellis N. K., Morris R., Preliminary observations in the relation of yield of crops grown on organic soils with controlled water table and the area of aeration in the soil and subsidence of the soil, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 10, 282—283, 1945.
179. Engelhardt J. H., The influence of the alternation of layers of different textures in the state of the water in the soil, especially when is withdrawn from the soil, *Soil Res.*, 2, 204—219, 1931.
180. Engelhardt J. H., Mededelingen over een proef betreffende het effect van drainage op de grondwaterstand. Trans. 6th Comm. Intern. Soc., Soil Sci., 6A, 68—96, 1932.
181. Engelund F., Mathematical discussion of drainage problems, *Trans. Dan. Acad., Tech. Sci.*, 3, 1951.
182. Engelund F., On the laminar and turbulent flows of ground water through homogeneous sand, *Trans. Dan. Acad. Tech. Sci.*, 3, 42—48, 1953.
183. Ernst L. F., Een nieuwe formule voor de berekening van de doorlaatfactor met de boorgatenmethode. Rap. Landbouwproefsta. en Bedemkundig Inst. T. N. O., Groningen. (mimeo.), 1950.

184. Erwin D. C., Unpublished data. Univ. California, Riverside, 1956.
185. Etcheverry B. A., Land Drainage and Flood Protection. McGraw-hill, New York, 1931.
186. Evans L. S., Chemicals for drainage ditch maintenance, *Agr. Eng.*, 31, 617—620, 1950.
187. Evans R. C., An Introduction to Crystal Chemistry, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1939.
188. Evans D. D., Kirkham D., Measurement of air permeability of soil in situ, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 14, 65—73, 1950.
189. Evans L. S., Mitchell J. W., Heinen R. W., Using 2,4-D safely, *U. S. D. A. Farmer's Bul.*, 2005, 1948.
190. Fair G. M., Hatch L. P., Fundamental factors governing the streamline flow of water through sand, *Jour. Amer. Water Works. Assoc.*, 25, 1551—1665, 1933.
191. Fancher G. H., Lewis J. A., Barnes K. B., Some physical characteristics of oil sands. Min. Ind. Exp. Sta., Pennsylvania State Coll., Bul., 12, See 1933. See also Muskat (1937), p. 60.
192. Farr D. Gardner W., Problems in the design of structures for controlling groundwater, *Agr. Eng.*, 14, 349—352, 1933.
193. Fauser O., Mitteilungen aus dem Gebiete des Dränungsversuchswesen, Trans. 6th Comm. Intern. Soc., *Soil Sci.*, 6A. 128—162, 1932.
Trans. 3rd Intern. Cong., *Soil Sci*, 1, 388—391, 1935.
194. Fauser O., Investigations on the effect of drainage on loess soils, Trans. 3rd Intern. Cong., *Soil Sci*, 1, 391—394, 1933.
Kulturtechniker 36, 438—465, 1935.
195. Fauser O., Mitteilungen auf dem Gebiete des Dränungsversuchswesen. Trans. 6th Comm. Intern, Soc. Soil Sci., 138—144, 1937.
196. Feilberg C. L. and Borch M., L'essai de drainage fait à Skovlunde. Aarskrift. Kgl. Vet. og. Landbohjskole (1928), 37—56; (1932), 14—21; (1938), 185—203; (1951), 93—108; 1928—1951.
197. Ferrandon J., Les lois de l'ecoulement de filtration. Genie Civil. 125, 24—28, 1948.
198. Ferrandon J., Mécanique des terrains permeables. Houille Blanche 9, 466—480, 1954.
199. Ferris J., G., A quantitative method for determining group water characteristics for drainage design, *Agr. Eng*, 31, 284—289, 1950.
200. Fikry A., Water table effects. II. Relative incidence of diseases on stone fruit trees, *Min. Agr. Egypt Tech. Sci. Serv. Bul.* 154, 1935.
201. Fireman M., Permeability measurements on disturbed soil samples, *Soil Sci.*, 58, 337—353, 1944.
202. Fireman M., Bodman G. B., Effect of saline irrigation water upon permeability, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 4, 71—77, 1940.
203. Fireman M., Hayward H. E., Irrigation water and saline and alkali soils. In: Water. U. S. D. A. Yearbook., 321—327. Govt. Print. Off., Washington, D. C., 1955.
204. Fleming A. G., The development of special Portland cements in Canada. Eng. Jour. (Eng. Inst. Canada), Montreal, 1933.
205. Fletcher H. C., Elmendorf H. B., Phreatophytes—a serious problem in the West. In: Water. U. S. D. A. Yearbook, 423—429, 1955.
206. Fletcher J. E., A dielectric mehthod for determining soil moisture, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 4, 84—88, 1939.
207. Flodkvist H., Kulturtechnische Grundwasserforschungen. Sv. Geol. Unders. Arsbok. 25 (4), 1931.
208. Follett-Smith R. R., Robinson L. A., Flood-fallowing *Agr. Jour. Brit. Guiana*, 7, 227—230, 1936.

209. Forbes R. H., Irrigation sediments and their effects upon crops, *Arizona Agr. Exp. Sta. Bul.*, 53, 1906.
210. Forchheimer, P., Hydraulik. Teubner, Leipzig and Berlin, 1914.
211. Forchheimer P., Hydraulik, Ed. 3. Teubner, Leipzig and Berlin, 1930.
212. Ford E. C., Upstream floodwater damages, *Jour. Soil Water Cons.*, 8, 240—242, 1952.
213. Fortier S., Scobey F. C., Permissible canal velocities, *Amer. Soc. Civ. Eng.*, 89, 940—984, 1926.
214. Fox R. L., Lippes R. C., Subirrigation and plant nutrition. I. Alfalfa root distribution and soil properties, *Soil Sci. Amer. Proc.*, 19, 468—477, 1955.
215. Fox R. L., Whelan J. T., Criddle W. D., Design of subirrigation systems, *Agr. Eng.*, 37, 103—107, 1956.
216. Francis D. J., Drainage in the Red River Valley of North Dakota, *Agr. Eng.*, 33, 787—790, 1952.
217. Franklin H. J., Cranberry growing in Massachusetts, *Massachusetts Agr. Exp. Sta. Bul.* 447, 1948.
218. Freckmann W., Baumann H., Zu den Grundfragen des Wasserhaushaltes im Boden und seine Erforschung, *Bodenk. und Pflanzenern.*, 2(47), 127—166, 1937.
219. Free G. R., Palmer V. J., Interrelationship of infiltration, air movement, and pore size in graded silica sand, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 5, 390—398, 1941.
220. Frevert R. K., Development of a three-dimensional electric analog with application to field measurement of soil permeability below the water table. Unpub. Ph. D. thesis. Iowa State Coll. Library, Ames, 1948.
221. Frevert R. K., Kirkham D., A field method for measuring the permeability of soil below a water table, *Proc. Highw. Res. Board*, 28, 433—442, 1948.
222. Frevert R. K., Schwab G. O., Edminster T. W., Barnes K. K., Soil and Water Conservation Engineering. John Wiley & Sons, New York, 1955.
223. Furr J. R., Aldrich W. W., Oxygen and carbon-dioxide changes in the soil atmosphere of an irrigated date garden on calcareous very fine sand loam soil, *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.*, 42, 46—52, 1943.
224. Gardner J. L., Hubbell D. S., A study of the effects of silty irrigation water from an intermittent stream on crops and soils in controlled plots, *Jour. Amer. Soc. Agron.*, 34, 1090—1101, 1942.
225. Gardner R., Some soil properties related to sodium salt problem in irrigated soils, *U. S. D. A. Tech. Bul.*, 902, 1945.
226. Gardner W., Israelsen O. W., Design of drainage wells, *Utah Eng. Exp. Sta. Bul.*, 1, 1940.
227. Gardner W., Israelsen O. W., Edlefsen N. E., Clyde H. S., The capillary potential function and its relation to irrigation practice, *Phys. Rev.*, 20, 196, 1922.
228. Gardner W., Israelsen O. W., McLaughlin W. W., The drainage of land overlying artesian basins, *Soil Sci.*, 26, 33—45, 1928.
229. Gattis J. L., Factors affecting the durability of mole drains. Unpub. M. S. thesis. Iowa State Coll. Library, Ames, 1949.
230. Gerhardt R. W., Darby R., Unpub. data. Entomology Dept., Univ. California, Davis, 1956.
231. Giesecke F., Das Verhalten des Bodens gegen Luft. Blanck's Handbuch der Bodenlehre 6, 255—342, 1932.

232. Glentworth R., Distribution on the total and acetic acid soluble phosphates in soil profiles having naturally free and impeded drainage, *Nature*, 159, 441, 1947.
233. Goedewaagen M. A. J., Root development in relation to the water economy of the soil. (In Dutch). Landb. Tijdschr. 53, 118—146, 1941.
234. Goedewaagen M. A. J., Het Wortelstelsel der Landbouwgewassen. Alg. Landsdrukkerij. The Hague, 1942.
235. Goedewaagen M. A. J., Grondwaterstand en beworteling der gewassen. Versl. Tech. Bijeenk. Hydrol. Comm. T. N. O., 1—6, 65—82, 1952.
236. Gould J. P., Analysis of pore pressure and settlement observations at Logan International Airport. Harvard Soil Mech. Ser. No. 34. Dept. Eng., Harvard Univ., Cambridge, Mass., 1949.
237. Gourley J. H., Howlett F. S., Modern Fruit Production. Macmillan, New York, 1941.
238. Gouy M., Sur la constitution de la charge électique à la surface d'un électrolyte, *Ann. Phys.*, 9, 457—468, 1910.
239. Graton L. C., Fraser H. J., Systematic packing of spheres with particular relation to porosity and permeability, and experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments, *Jour. Geol.*, 43, 785—1010, 1935.
240. Green W. E., Effect of water impoundment on tree mortality and growth, *Jour. Forestry*, 45, 118—120, 1947.
241. Greene H., Using salty land. Food Agr. Org., United Nations Agr. Studies No. 3, Washington, D. C., 1948.
242. Grim R. E., Clay Mineralogy. McGraw-Hill, New York, 1953.
243. Gustafsson Y., Untersuchungen über die Strömungsverhältnisse in gedräntem Boden. Acta Agr. Suecana 2(1) : 1—157. (Stockholm) 1946.
244. Haasis F. W., Frost heaving of western yellow pine seedings, *Ecology*, 4, 378—390, 1923.
245. Hagan R. M., Peterson M. L., Unpublished data. Irrigation and Agronomy Dept., Univ. California, Davis, 1955.
246. Hagen G., Ueber die Bewegung des Wassers in engen cylindrischen Rohren (Movement of water in a narrow cylindrical tube), *Annalen Physik u. Chemie*, 46, 423—442. Leipzig, 1939.
247. Hall H. P., Investigation of unconfined flow to multiple wells. Thesis. Harvard Univ., Cambridge, Mass., 1950.
248. Hall H. P., A historical review of investigations of seepage toward wells, *Jour. Boston Soc. Civ. Eng.*, 41, 251—311, 1954.
249. Hansen V. E., Evaluation of unconfined flow to multiple wells, *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, Separate No. 142, 1949.
250. Harding S. W., Wood J. K., Model tests of flow into drains, *Soil Sci. Amer. Proc.*, 6, 117—119, 1942.
251. Hardy F., Rodrigues G., Some sugar cane soil problems of British Guiana. Imperial College, Trinidad. Paper 2—46, 1946.
252. Harker D. H., Controlled drainage, *Agr. Eng.*, 22, 139—142, 1941.
253. Harmer P. M., The muck soils of Michigan, *Michigan Agr. Exp. Sta. Spec. Bul.*, 34, 1941.
254. Harris F. S., Soil Alkali. John Wiley & Sons, New York, 1920.
255. Harris G. H., The activity of apple and filbert roots especially during the winter months, *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.*, 23, 414—422, 1926.
256. Hart R. A., The drainage of irrigated land, *U. S. D. A. Bul.* 190, 1915.
257. Hart R. A., The drainage of irrigated farms, *U. S. D. A. Farmer's Bul.*, 805, 1917.
258. Harza L. F., Uplift and seepage under dams, *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 100, 1352—1385, 1935.

259. Hastings S. H., Hansen D., Subsoil water investigation at the Huntley Branch Station, *Montana Agr. Exp. Sta. Tech. Bul.*, 428, 1945.
260. Haswell J. R., Community tile drainage construction. Sep. No. 822. U. S. D. A. Yearbook, 79—93, 1919.
261. Hayward H. E., Wadleigh C. H., Plant growth on saline and alkali soils, *Advances in Agronomy*, 1, 1—38, Academic Press, New York, 1949.
262. Heinicke A. J., The effect of submerging the roots of apple trees at different seasons of the year, *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.*, **29**, 204—207, 1932.
263. Heinicke A. J., Boynton D., Reuther W., Cork experimentally produced on Northern Spy apples, *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.*, **37**, 47—52, 1939.
264. Heinrichs D. H., McKenzie R. E., The effect of flooding on the emergence of reed canary grass seed, *Sci. Agr.*, **27**, 171—174, 1947.
265. Henderson D. W., Lindt J. H., Jr., Pearl R. C., Use of moles for subirrigation, *California Agr.*, 8, 5—6, 1954.
266. Hester J. B., Shelton F. A., Solubility of iron in submerged soils, *Science*, 106, 595, 1947.
267. Hilgard E. W., Report of California Exp. Sta. 1886 to 1896.
268. Hilgard E. W., Soils. Macmillan, New York, 1906.
269. Hooghoudt S. B., Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond, 4. Versl. Landb., Ond. 42 (13) B : 449—541. Algemeene Landsdrukkerij, The Hague, 1936.
270. Hooghoudt S. B., Bijdragen tot dekennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond, 6. Bepaling van de doorlatendheid in gronden van de treede soort: theorie en toepassing van de kwantitatieve strooming van het water in ondiep gelegen grondlagen, vooral in verband met ontwaterings-en infiltratievraagstukken. Versl. Landb. Ond. 43, 461—676. Algemeene Landsdrukkerij, The Hague, 1937.
271. Hooghoudt S. B., Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond, 7 Algemeene deschouwing van het probleem van de detail ontwatering en de infiltratie door middle van parallel loopende drains, greppels, slooten en kanalen. Versl. Landb. Ond. 46, 515—707. Algemeene Landsdrukkerij, The Hague, 1940.
272. Hooghoudt S. B., Resultaten van het grondwaterstandsproefveld te Nieuwbeerta. Versl. Techn. Bijeenk. Hydrol. Comm. T. N. O. 1—6. 56—63, 1952.
273. Hooghoudt S. B., Tile drainage and subirrigation, *Soil Sci.*, 74, 35—48, 1952b.
274. Horton R. E., Some better Kutter's formula coefficients, *Eng. News*, **75**, 373—374, 1916.
275. Horton R. E., An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 5, 399—417, 1941.
276. Howard A., Disease in plants, *Agr. Jour. India*, 16, 626—637, 1921.
277. Hubbert M. K., The theory of ground water motion, *Jour. Geol.*, 48, 785—944, 1940.
278. Hudig J., Welt H., Het drainage proefveld to Uithuizermeeden. Versl. Landb. Ond. No. 10, 1911.
279. Hudson A. W., Hopewell H. G., Model drainage in New Zealand, *Massey Agr. Coll. (Univ. New Zealand) Bul.*, **11**, 1940.
280. Hudson A. W., Hopewell H. G., The financial and other aspects of farm drainage. Proc. 10th Ann. Meeting New Lealand Sheep Farmers, Assoc., 1—10, 1947.
281. Hunt F. M., Effect of flooded soil on growth of pine seedlings, *Plant Physiol.*, **26**, 363—368, 1951.

282. Hunter C., Rich E. M., The effect of artificial aeration of the soil on *Impatiens balsamina L.*, *New Phytologist*, 24, 257—271, 1925.
283. Hvorslev M. J., Time lag and soil permeability in groundwater observations, Bul. 36, Waterways Exp. Sta., Corps Eng., U. S. Army, Vicksburg., Miss., 1951.
284. Irmay S., Darcy law for non-isotropic soils, Assoc. Intern. Hydrol. Sci. U. G. G. I., Assemblée Gen., Bruxelles 2, 178, 1951.
285. Israelsen O. W., Drainage in the Lewiston Area, Utah. Utah Agr. Exp. Sta. Spec. Rep. No. 9.
286. Israelsen O. W., Drainage of land overlying an artesian basin, *Utah Acad. Sci.*, 8, 35—37, 1931.
287. Israelsen O. W., Drainage and irrigation, soil, economic, and social conditions, Delta Area, Utah, *Utah Agr. Exp. Sta. Bul.*, 255, 1935.
288. Israelsen O. W., Irrigation Principles and Practices. Ed. 2, p. 189. John Wiley & Sons, New York, 1950.
289. Israelsen O. W., Bishop A. A., Drainage can reclaim much potentially valuable land in Utah, *Farm and Home Sci.* (*Utah Agr. Exp. Sta.*), 14, 74—75, 85, 1953.
290. Israelsen O. W., McLaughlin W. W., Drainage of land overlying an artesian ground water reservoir. Prog. Rep., *Utah Agr. Exp. Sta. Bul.*, 242, 1932; *Final Report. Bul.*, 259, 1935.
291. Israelsen O. W., Peterson D. F., Jr., Reeve R. C., Effectiveness of gravity drains and experimental pumping for drainage, Delta Area, Utah. *Utah Agr. Exp. Sta. Bul.*, 345, 1950.
292. Jacob C. E., Notes on determining permeability by pumping tests under water table conditions. Jamaica, N. Y. Mimeo, 1944.
293. Jacob C. E., Report of the committee on ground water — 1944—45. Appendix A — Report of the subcommittee on permeability (C. E. Jacob, acting chairman). Trans. Amer. Geophys. Un., 27, 245—273, 1946.
294. Jacob C. E., Drawdown test to determine effective radius of artesian well, *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 112, 1047, 1947.
295. Jacob C. E. Flow of ground water. Chap. 5. Engineering Hydraulics. Hunter Rouse, ed. John Wiley & Sons, New York, 1950.
296. Jacob C. E., Lohman S. W., Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer. Trans. Amer. Geophys. Un. No. 4.33, 559—569, 1952.
297. Jahnke E., Emde F., Funktionentafeln. Ed. 3, p. 52, Teubner, Leipzig and Berlin, 1938.
298. Janert H., Arbeiten über die Untergrundbewasserung. Trans. 6th Comm. Intern. Soc., *Soil Sci.*, 260—267, 1937.
299. Jeans S. J., The Mathematical Theory of Electricity and Magnetism. Ed. 5. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1933.
300. Joffe J. S., Pedology Publications, New Brunswick, N. J., 1949.
301. Johnson H. P., Frevert P. K., Evans D. D., Simplified procedure for the measurement and computation of soil permeability below the water table, *Agr. Eng.*, 33, 283—286, 1952.
302. Johnson W. E., Breston J. N., Directional permeability measurements on oil sandstones from various states, *Producers' Monthly*, 14, 10—19, 1951.
303. Johnson W. E., Hughes R. V., Directional permeability measurements and their significance, *Producers' Monthly*, 13, 17—25, 1948.
304. Johnstone J., An account of the mode of draining land according to the system practiced by Mr. Joseph Elkington. B. McMillan, London, 1801.
305. Jonata R., Ueber die Wirkung der Dranage auf die physikalischen Beschaffenheit und den mechanischen Bau des Bodens, *Trans. 1st Intern. Cong. Soil. Sci.*, 4, 726—732, 1932.

305a. Jones L. A., Farm drainage, *U. S. D. A. Farmer's Bul.*, 2046, 1952.
306. Jongedyk H. A., Hickock R. B., Mayer I. D., Changes in drainage properties of a muck soil as a result of drainage operations, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 18, 72—76, 1954.
307. Jongedyk H. A., Hickok R. B., Mayer I. D., Ellis N. K., Subsidence of muck soils in Northern Indiana, Purdue Agr. Exp. Sta. S. C., 366, 1950.
308. Juusela Taneli, The effect of the draining procedure on the humidity of the soil, the frost and the ground temperature, Trans. I. U. G. G. Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Oslo, 1948; 3, 287—298, 1950.
309. Kaitera P., On he capacity of crop plants to tolerate inundation. (In Finnish, German summary). Maataloustiet Aikakausk, 7, 107—121, 1935.
310. Kaitera P., On the effect of fluctuations in watertable level on the yield from arable land and grassland in the lake districts of Finland. (In Finnish, German summary). Maataloushall, Vesitekn, Tutkim 3, 1941.
311. Kalisvaart C., Influence of sub-irrigation on grassland. Rep. 5th Intern. Grassland Conf., 47—50, 1949.
312. Kallbrunner H., Neuere Ansichten über die Anlagen von Dränagen auf Grünland, *Wasserwirtschaft*, 23, 435, 1930.
313. Kano Tokutaro, Method of determining the spacing and the depth of underdrains and the maximum outflow from them, *Jap. Jour. Astr. Geophys.*, 17, 295—330, Tokyo, 1940.
314. Keen B. A., The system soil-soil moisture. Trans. Faraday Soc., 17. 228—243, 1922.
315. Keene P., Horner S. E., Subsurface drainage, Highw. Res. Board Bul. 45, 1951.
316. Kelley O. J., Hardman J. A., Jennings D. S., A soil-sampling machine for obtaining 2-, 3-, and 4-inch diameter cores of undisturbed soil to a depth of 6 feet, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 12, 85—87, 1948.
317. Kelley W. P., Cation Exchange Reactions, Reinhold, New York, 1948.
318. Kelley W. P., Alkali Soils. Reinhold, New York, 1951.
319. Kelley W. P., Laurance B. M., Chapman H. D., Soil salinity in relation to irrigation, Hilgardia, 18, 635—665, 1949.
320. Kellogg C. E., Food, Soil and People. UNESCO, Food and People Series No. 6, Manhattan Pub. Co., New York, 1950.
321. Kemper W. D., The geometry of tile systems required to provide adequate agricultural drainage, Unpub. Ph. D thesis, D. H. Hill Library. Raleigh, N. C., 1954.
322. Kempner W., Effect of low oxygen tensions upon respiration and fermentation of isolated cells, *Proc. Soc. Exp. Biol. Medicine*, 35, 148—151. 1936.
323. Kennedy R. G., The prevention of silting in irrigation canals. Institution of Civ. Eng., Minutes of Proc., 119, 281—290, 1895.
324. Khanna K. L., Chacravarti A. S., The effect of water-logging on the chemistry of sugar cane juice, *Current Sci.*, 18, 443—444, 1949.
325. Kidder E. H., Lytle W. F., Drainage investigations in the plastic till soils of Northeastern Illinois, *Agr. Eng.*, 30, 384—386, 389, 1949.
326. Kienholz J. R., Performance of a pear orchard with flooded soil, *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.*, 47, 7—10, 1949.
327. King H. W., Handbook of Hydraulics. Ed. 4. McGraw-Hill, New York. 1954.
328. Kirkham D., Artificial drainage of land: streamline experiments. the artesian basin: II. Trans. Amer. Geophys. Un., 587—594, 1940a.
329. Kirkham D., Solution of Laplace's equation in application to the artificial drainage of land overlying an impervious layer, Abs. Phys. Rev. 57, 1058, 1940b.

330. Kirkham D., Pressure and streamline distribution in waterlogged land overlying an impervious layer, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 5, 65—68, 1941.
331. Kirkham D., Artificial drainage of land: streamline experiments, the artesian Basin: III. Trans. Amer. Geophys. Un., 26, 393—406, 1945.
332. Kirkham D., Proposed method for field measurement of permeability of soil below the water table, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 10, 58—68, 1946.
333. Kirkham D., Field method for determination of air permeability of soil in its undisturbed state, *Soil Sci. Amer. Proc.*, 11, 93—99, 1947.
334. Kirkham D., Reduction in seepage to soil underdrains resulting from their partial embedment in, or proximity to, an impervious substratum, *Soil Sci.* Soc. *Amer. Proc.*, 12, 54—59, 1948.
335. Kirkham D., Flow of ponded water into drain tubes in soil overlying an impervious layer, *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 30, 369—385, 1949.
336. Kirkham D., Potential flow into circumferential openings in drain tubes, *Jour. Appl. Phys.*, 21, 655—660, 1950a.
337. Kirkham D., Seepage into ditches in the case of a plane water table and an impervious substratum, *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 31, 425—430, 1905b.
338. Kirkham D., Seepage into drain tubes in stratified soil, *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 32, 422—442, 1951.
339. Kirkham D., Seepage of artesian and surface water into drain tubes in stratified soil, *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 35, 775—790, 1954.
340. Kirkham D., Measurement of the hydraulic conductivity of soil in place, Symposium on Permeability of Soils, *Amer. Soc. Test. Mat. Spec. Tech. Pub.*, 163, 80—97, 1955.
341. Kirkham D., Theory of seepage of water into an auger hole above an impermeable layer, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 1957 (in press). Also 1955 Agron. Abst., p. 4.
341a. Kirkham., D., de Zeeuw J. W., Field measurement for tests of soil drainage theory, *Soil Sci. Soc. Amer Proc.*, 16, 286—293, 1952.
342. Kirkham D., Gaskell R. E., The falling water table in tile and ditch drainage, *Soil Sci. Amer. Proc.*, 15, 37—42, 1951.
343. Kirhkam D., Peterson J. B., Means of control of excess surface and subsurface water in the Crystal Lake area, Unpub. report. Agronomy Dept., Iowa State Coll., Ames, 1948.
344. Kirkham D., Schwab G. O., The effect of circular perforations on flow into subsurface drain tubes: Part I, Theory, *Agr. Eng.*, 32, 211—214, 1951.
345. Kirkham D., Taylor G. S., Some tests of a 4-electrode probe for soil moisture measurements, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 14, 42—46, 1950.
346. Kirkham D., van Bavel C. H. M., Theory of seepage into auger holes, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 13, 75—82, 1949.
347. Кирсанов А. Т., Взаимосвязь между ростом растений и уровнем грунтовых вод на дренированных торфяных почвах. Труды 1-го Международного конгресса растениеводов, 120, 135, 1926.
348. Klute A., A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials, *Soil Sci.*, 73, 105—116, 1952.
349. Kohnke H., The practical use of the energy concept of soil moisture, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 11, 64—67, 1946.
350. Kondo M., Okamura T., The relation between the water temperature and the growth of the rice plant (In Japanese, German summary), Rep. Ohara Inst. Agr. Res., 5, 347—374, 1932.
351. Könekamp A., König F., Untersuchungen über den Einfluss des Grundwassers auf die Entwicklung eines Kleegrassgemisches, *Landw. Jahrb.*, 69, 209—252, 1929.

352. Kopecky J., Neue Erfahrungen auf dem Gebiete der Bodenentwasserung mittels Dränage, *Kulturtechniker*, **11**, 9—26, 1908.
353. Koppen W., Geiger R., Handbuch der Klimatologie. I—V. Gebr. Borntraeger, Berlin, 1932—38, 1938.
354. Kozeny J., Ubver kapillare Leitung des Wassers im Boden.Sitzungsber. Wien. Akad. Wissensch. 136 (2a), 271—406, 1927.
355. Kozeny J., Hydrologische Grundlagen des Dränversuches, Trans. 6th Comm. Intern. Soc. Soil Sci. A, 42—67, 1932.
356. Kramer P. J., The intake of water through dead root systems and its relation to the problem of absorption of transpiring plants, *Amer. Jour. Bot.*, **20**, 481—492, 1933.
357. Kramer P. J., Causes of decreased absorption of water by plants in poorly aerated media, *Amer. Jour. Bot.*, **27**, 216—220, 1940.
358. Kramer P. J., Plant and Soil Water Relationships. McGraw-Hill, New York, 1949.
359. Kramer P. J., Causes of injury to plants resulting from flooding of the soil, *Plant Physiol.*, **26**, 722—736, 1951.
360. Kramer P. J., Jackson W. T., Causes of injury to flooded tobacco plants, *Plant Physiol.*, **29**, 214—245, 1954.
361. Kraus G., Boden und Klima auf kleinstem Raum, Gustav Fischer, Jena, 1911.
362. Krause M., Russische Forschungen auf dem Gebiete der Bodenstruktur, *Landw. Jahrb.*, **73**, 603—690, 1931.
363. Lamb H., Hydrodynamics, Ed. 6, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1932.
364. Lane E. W., Recent studies on stable channel design by the Bureau of Reclamation, Intern. Comm. on Irrigation and Drainage, Ann. Bul., 38—44, 1953.
365. Larson W. E., Johnston W. B., The effect of soil moisture level on the yield, consumptive use of water, and root development of sugar beets, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **19**, 273—279, 1955.
366. Lawrence W. H., Johnson S. B., Sunscald of newly planted olive trees, 26th Ann. Rep. Arizona Agr. Exp. Sta., 549—552, 1915.
367. Leatherwood F. N., Peterson D. F., Hydraulic head loss at the interface between uniform sands of different sizes, Trans. Amer. Geophys. Un., 35(4), 588—594, 1954.
368. Le Chatolier H., L'action de la chaleur sur les argiles, Bul. Soc. Franc. Min., 10, 204—211, 1887.
369. Leonard O. A., Cotton root development in relation to natural aeration of some Mississippi Black-belt and Delta soils, *Jour. Amer. Soc. Agron.*, 37, 55—71.
370. Lewis M. R. Flow of ground water as applied to drainage wells, *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.*, **96**, 1194—1211, 1932.
371. Lewis M. R., Practical irrigation, *U. S. D. A. Farmer's Bul.*, 1922, 1943.
372. Lewis M. R., Work A., Orchard drainage in the Medford area, Jackson Country, Oregon. Oregon State Agr. Coll. Exp. Sta. Circ., 100, 1931.
373. Lipps R. C., Fox R. L., Subirrigation and plant nutrition, II. Utilization of phosphorus by alfalfa from the soil surface to the water table, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **20**, 28—32, 1956.
374. List R. J., Smithsonian Meteorological Tables, Ed. 6, Smithsonian Inst., Washington, D. C., 1951.
375. Loustalot A. J., Influence of soil moisture conditions on apparent, photosynthesis and transpiration of pecan leaves, *Jour. Agr. Res.*, **71**, 519—532, 1945.

376. Love L. D., The effect on stream flow of the killing of spruce and pine by the Engelmann spruce beetle, Trans. Amer. Geophys. Un. 36, 113—118, 1955.
377. Lundegaardh H., Klima und Boden in ihrer Wirkund auf das Pflanzenleben, Ed. 4, Gustav Fischer, Jena, 1954.
378. Luthin J. N., A reel-type electric probe for measuring water table elevations, *Agron. Jour.*, 41, 584, 1949.
379. Luthin J. N., An electrical resistance network solving drainage problems, *Soil Sci.*, 75, 259—274, 1933.
380. Luthin J. N., Bianchi W., Alfaefa and water table levels, *California Agr.*, 8 (5), 1954.
381. Luthin J. N., Day P. R., Lateral flow above a sloping water table, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 19, 406—410, 1955.
382. Luthin J. N., Gaskell R. E., Numerical solutions for tile drainage of layered soils, Trans. Amer. Geophys. Un. 31, 595—602, 1950.
383. Luthin J. N., Kirkham D., A piezometer method for measuring permeability of soil *in situ* below a water table, *Soil Sci.*, 68, 349—358, 1949.
384. Luthin J. N., Scott V. H., Soil drainage investigations, *California Agr.*, 10 (5), 8, 14, 1956.
385. Lutz J. F., Leamer R. W., Pore-size distribution as related to the permeability of soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 4, 28—31, 1940.
386. Lutz J. F., Nelson W. L., Brady N. C., Scarsbrook C. E., Effects of cover crops on pore-size distribution in a coastal plain soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 11, 43—46, 1947.
387. Lynde H. M., Tile drainage investigations in North Carolina, *Agr. Eng.*, 2, 133—135, 1921.
388. Maasland M., Measurement of hydraulic conductivity by the auger method in anisotropic soil, *Soil Sci.*, 81, 379—388, 1956.
389. Maasland M., Haskew H. C., The auger hole method of measuring the hydraulic conductivity of soil and its application to tile drainage problems, 3rd Cong. Intern. Comm. Irrig. and Drainage, R. 5, Questions 8, 8, 69—8, 14, 1957.
390. Maasland M., Kirkham D., Theory and measurement of anisotropic air permeability in soil, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 19, 395—400, 1955.
391. MacDaniels L. H., Heinicke A. J., Pollination and other factors affecting the set of fruit with special reference to the apple, *Cornell Agr. Exp. Sta. Bul.*, 497, 1929.
392. Magistad O. C., Plant growth relations on saline and alkali soils, *Bot. Rev.*, 11, 181—230, 1945.
393. Magistad O. C., Christiansen J. E., Saline soils—Their nature and management, U. S. D. A. Circ., 707, 1944.
394. Makkink G. F., Toetsing van de berekening van de evapotranspiratie volgens Penman, *Landb. Tijdschr.*, 67, 267—282, 1955.
395. Makkink G. F., van Heemst H. D. J., The actual evapotranspiration as a function of potential evapotranspiration and soil moisture tension, *Neth. Jour. Agr. Sci.*, 4, 67—62, 1956.
396. Manson P. W., Unpublished graphs and tables of ground water profiles of Gibbs experimental farm, The Minnesota Valley Farm Drainage and Soil Research Project. Univ. of Minnesota and the Green Giant Canning Co. cooperating, 1947.
397. Manson P. W., Miller D. G., Making durable concrete drain tile on packer-head machines, Minnesota Agr. Exp. Sta. Bul. 426, 1954.
398. Marr J. C., Drainage by means of pumping from wells in Salt River Valley Arizona, U. S. D. A. Bul., 1456, 1926.

399. Marr J. C., Grading land for surface irrigation, California Agr. Exp. Sta. Circ. 438, 1954.
400. Marshall C. E., Colloid Chemistry of the Silicate Minerals, Agronomy Monograph 1, Academic Press, New York, 1949.
401. Marston A., The theory of external loads on closed conduits in the light of the latest experiments, *Iowa Eng. Exp. Sta. Bul.*, 96, 1930.
402. Marston A., Anderson A. O., The theory of loads on pipes in ditches, *Iowa Eng. Exp. Sta. Bul.*, **31**, 1913.
403. Marth P. C., Gardner F. E., Evaluation of variety peach seedlings with respect to «wet feet» tolerance, *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.*, **37**, 335—337, 1939.
404. Maschaupt J. G., Het dichtslibben van drainbuizen. Versl. Ver. Expl. Prefb. in de klei- en zavelstreken van de provincie Groningen 1935—39, 142—147, 1939.
405. Maughan J. H., Israelsen O. W., Hanson E. G., Drainage districts in Utah — their activities and needs, *Utah Agr. Exp. Sta. Bul.*, **333**, 1949.
406. McCall A. G., Does tile drainage pay? *Maryland Agr. Exp. Sta. Bul.*, **295**, 1928.
407. McGeorge W. T., Influence of Colorado silt on some properties of Yuma Mesa sandy soil, *Arizona Agr. Exp. Sta. Tech. Bul.*, **91**, 1941.
408. McGregor A. J., Phosphate movement and natural drainage, *Jour. Soil Sci.*, 4, 86—97, 1953.
409. McKenzie R. E., Anderson L. J., Heinrichs D. H., The effect of flooding on the emergence of forage crop seedings, *Sci. Agr.*, **29**, 237—240, 1949.
410. McMillan F. R., Stanton T. E., Tyler I. L., Hansen W. C., Long-time Study of Cement Performance in Concrete, Chap. 5, Concrete exposed to sulfate soils, Research Laboratories, Portland Cement Assoc. Spec. Pub., American Concrete Inst., Detroit, Mich., 1949.
411. McPherson D. C., Cortical air spaces in the roots of *Zea Mays* L., *New Phytologist*, 38, 190—202, 1939.
412. Means T. H., (Chairman), Committee of the Irrigation Division Report, Drainage of irrigated lands, *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 94, 1425—1447, 1930.
413. Mikkelsen D. S., Unpublished data, Agronomy Dept., Univ. California, Davis, 1956.
414. Miller D. G., Sulfate-resistant cement — Primary requirement for sulfate-resistant concrete pipe, *Jour. Amer. Concrete Inst.*, 24 (3), 217, 1952.
415. Miller D. G., Jessup L. T., The drainage of irrigated shale land, *U. S. D. A. Bul.*, **502**, 1917.
416. Miller D. G., Manson P. W., Durability of concretes and mortars in acid soils with particular reference to drain tile, *Minnesota Agr. Exp. Sta. Tech. Bul.*, **180**, 1948.
417. Miller D. G., Manson, P. W., Long-time performance of some clay drain tile, *Agr. Eng.*, 32(2), 95, 1951a.
418. Miller D. G., Manson P. W., Long-time testes of concretes and mortars exposed to sulfate waters, *Minnesota Agr. Exp. Sta. Tech. Bul.*, **194**, 1951b.
419. Miller D. G., Manson P. W., Chen, R. T. H., Bibliography on sulfate resistance of Portland cements, concretes and mortars (Annotatea), Minnesota Agr. Exp. Sta. Paper 708, Misc. Jour. Ser., 1952.
420. Miller D. G., Snyder C. G., Report of working committee on sulfate resistance, Committee C-1, Appendix II, p. 278, Appendix III, p. 288, Proc. Amer. Soc. Test. Mat., Vol. 46, 1946.

421. Miller D. G., Willard E. V., Report of concrete-alkali investigations, State of Minnesota, Dept. of Drainage and Waters, St. Paul, 1924.
422. Milliagan C. H., Pumping ground water for irrigation and drainage, *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 618, 1955.
423. Millinchamp R., A study of the behavior of the water table in underdrained and surface drained river valley soils in Quebec, *Sci. Agr.*, 15, 625—632, 1935.
424. Milner R., Surface drainage of flat land, *Ohio Agr. Ext. Serv. Bul.*, 299, 1948.
425. Ministry of Agriculture and Fisheries, Irrigation, Bul. 138, H. M. Stationary Office, London, 1954.
426. Minnesota Agricultural experiment Station, Experimental and mathematical analyses of drain tile testing and new test bearing, *Minnesota Agr. Exp. Sta. Tech. Bul.*, 52, 1928.
427. Mitscherlich E. A., Bodenkunde, Ed. 7, Paul Parey, Berlin, 1954.
427a. Mitsui, S., Inorganic nutrition, fertilization and soil amelioration for low land rice, Yokendo Ltd., Tokyo, 1954.
428. Mohr E. C. J.,The soils of the tropics in general with particular reference to those of The Netherlands East Indies, (In Dutch), Part II, De Bussy, Amsterdam, 1934.
429. Mokkaveev M., On the problems of methods for determining natural evaporation, *Met. Abstr. and Bibl.*, 1 (1950), 752, 1946.
430. Moore R. E., Water conduction from shallow water tables, Hilgardia, 12, 383—426, 1939.
431. Moore W. D., Flooding as a means of destroying the sclerotia of *Sclerotinia sclerotiorum*, *Phytopath.*, 39, 920—927, 1949.
432. Morel R., Richer A., Etude des profils hydriques sous differentes cultures dans un sol de limon, *Ann. Agron.*, 4, 687—715, 1953.
433. Morris R. E., Practical aspects of controlled drainage, *Agr. Eng.*, 30, 280—283, 1943.
434. Мостинская С. Б., Особенности транспирации почвенной влаги многолетними травами, *Met. Abstr. and Bibl.*, 4 (1951), 711, 1953.
435. Murphy D. W., Drainage of Shoshone irrigation project, *Eng. Rec.*, 69, 634—636, 1914.
436. Muskat, M. The Flow of Homogeneous Fluids Through Porous Media, McGraw-Hill, New York; or reprinted 1946, J. W. Edwards, Ann. Arbor, Mich., 1937.
437. Myers H. E., The differential influence of certain vegetative covers on deep subsoil moisture, *Jour. Amer. Soc. Agron.*, 28, 106—114, 1936.
438. Neal J. H., Proper spacing and depth of tile drains determined by the physical properties of the soil, *Minnesota Agr. Exp. Sta. Tech. Bul.*, 101, 1934.
439. Nelson W. R., Baver L. D., Movement of water through soils in relation to the nature of the pores. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 5, 69—76, 1941.
440. Нельсон-Скорпяков Ф. Б., Поток грунтовых вод в дренажные каналы в случае водопроницаемого слоя, Москва, 28 (Новые серии), 483—488, 1940.
441. Nicholson H. H., The role of field drainage in removing excess water from the soil, *Jour. Agr. Sci.*, 24, 349—367, 1934.
442. Nicholson H. H., Principles of Field Drainage, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1942.
443. Nicholson H. H., The control of ground water level in farming, *Agr. Prog.*, 24, 112—115, 1949.

444. Nicholson H. H., The control of ground water level in crop production, Rep. 13th Intern. Hort. Cong., London, 904—912, 1952.
445. Nicholson H. H., Firth D. H., The effect of ground water level on the performance and yield of some common crops, *Jour. Agr. Sci.*, 43, 95—104, 1953.
446. Nicholson H. H., Firth D. H., Eden A., Alderman G., Baker C. J. L., Heimberg M., The effect of ground water level upon productivity and composition of fenland grass (II), *Jour. Agr. Sci.*, 43, 265—274, 1953.
447. Norton F. H., A critical study of the differential thermal method for the identification of the clay minerals, *Jour. Amer. Ceram. Soc.*, 22, 54—63, 1939.
448. Ohlson N. E., Tackdikning med maskin (Trench digging by wheel-type trenchers), Jordbruksteknіska Institute (Swedish Institute of Agr. Eng.), Ultuna, Uppsala, Meddelande Nr. 227, 1949.
449. O' Neal A. M., Soil characteristics significant in evaluating permeability, *Soil Sci.*, 67, 403—409, 1949.
450. Osgood W. R., Groustein W. C., Plane and Solid Geometry, Macmillan, New York, 1927.
451. Oskamp J., Batjer L. P., Soils in relation to fruit growing in New York. II. Size, production and rooting habit of apple trees on different soil types in the Hilton and Morton Areas, Monroe Country, *Cornell Agr. Exp. Sta. Bul.*, 550, 1932.
452. Osvald H., Investigation of the development of root systems (In Swedish), Svenska Mosskulturfören. Tidskr., 32, 78—114, 1918.
453. Page L., Introduction to Theoretical Physics. D. van Nostrand, New York, 1935.
454. Parker J., The effect of flooding on the transpiration and survival of some southeastern forest tree species, *Plant Physiol.*, 25, 453—460, 1950.
455. Patrick W. H., Sturgis M. B., Concentration and movement of oxygen as related to absorption of ammonium and nitrate nitrogen by rice, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 19, 59—62, 1955.
456. Paul H., Delong W. H., Effect of flooding on soil phosphorus, *Sci. Agr.*, 29, 137—147, 1949.
457. Payne D., Soil structure and soil fertility, *Agr. Prog.*, 27, 155—166, 1952.
458. Pearce O. W. M., Nitrogen and drainage, *S. African Sugar Jour.*, 34, 387—393, 1950.
459. Pearsall W. H., The investigation of wet soils and its agricultural implications, *Empire Jour. Exp. Agr.*, 18, 289—298, 1950.
460. Peech M., Boynton D., Soils in relation to fruit growing in New York. X. Susceptibility of various New York orchard soils to reductica upon waterlogging, *Cornell Agr. Exp. Sta. Bul.*, 667, 1937.
461. Penman F., Soil conditions at Bamawn and Ballendella in relation to citrus growth, *Jour. Dept. Agr. Victoria*, 1—36, 1938.
462. Penman H. L., Gas and vapor movement in the soil. I. *Jour. Agr. Sci.*, 30, 437—462, 1940a.
463. Penman H. L., Gas and vapor movement in the soil. II. *Jour. Agr. Sci.*, 30, 570—581, 1940b.
464. Penman H. L., Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. Roy. Soc. London A. 193, 120—145, 1948.
465. Penman H. L., The dependence of transpiration on weather and soil conditions, *Jour. Soil Sci.*, 1, 74—89, 1949.
466. Penman H. L., The physical basis of irrigation control, Proc. 13th Intern. Hort. Cong., London, 1952.

467. Penman H. L., Schofield R. K., Some physical aspects of assimilation and transpiration, *Symposia Soc. Exp. Biol.*, **5**, 115, 1951.
468. Peterson D. F., Jr., Hydraulics of wells. Proc. Amer. Soc. Siv. Eng. Separate No. 708. Also *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.*, **122**, 1955.
469. Peterson D. F., Jr., Israelsen O. W., Harnsen, V. E., Hydraulics of wells, *Utah Agr. Exp. Sta. Bul.*, **351**, 1952.
470. Philip J. R., Some recent advances in hydrologic physics, Paper presented to Section H, A. N. Z. A. A. S., Canberra, A. C. T. January 1954, 1954.
471. Philip J. R., The concept of diffusion applied to soil water, *Proc. Nat. Acad. Sci. (India)*, 24A, 93—104, 1955a.
472. Philip J. R., Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration dependent, Trans. Farad. Soc., 51, 885—892, 1955b.
473. Pickels G. W., Drainage and Flood-control Engineering, Ed. 2, McGraw-Hill, New York, 1941.
474. Pierce R. S., Oxidation-reduction potentials and specific conductance of ground water: their significance in natural forest distribution, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **17**, 61—65, 1953.
475. Pijls F. W. G., Irrigation investigations in Dutch fruit growing, Rep. 13th Intern. Hort. Cong., 925—934, 1952.
476. Pillsbyry A. F., Appleman D., Factors in permeability changes of soils and inert granular material, *Soil Sci.*, **59**, 115—123, 1945.
477. Poiseuille J. L. M., Experimental investigations upon the flow of liquids in tubes of very small diameter, Royal Acad. Sci. Inst. France Math. Phys. Sci. Mem., 9, 433—543, (Trans. W. H. Herschel in Rheo. Mem., 1,1—10, 1940), 1846.
478. Ponnaderuma F. N., The chemistry of waterlogged soils, and the growth and yield of rice, Ph. D. thesis, Cornell Univ. Library, Ithaca, N. Y., 1955.
479. Попов О. В., Конференция по методам наблюдения испарения из почвы, *Met. Abstr. and Bibl.*, 1 (1950), 1244, 1953.
480. Попов В. П., Испарение и баланс влажности на поверхности почвы, *Met. Abstr. and. Bibl.*, 1 (1950), 1244, 1936.
481. Powers W. L., Soil-water movement as affected by confined air. *Jour. Agr. Res.*, 49, 1125—1134, 1934.
482. Powers W. L., Cretcher W., Farm drainage, *Oregon Agr. Exp. Sta. Bul.*, **178**, 1921.
483. Powers W. L., King A. S., Drainage practices for Oregon, *Oregon Agr. Exp. Sta. Bul.*, **492**, 1950.
484. Powers W. L., Teeter T. A. H., Land Drainage, John Wiley & Sons, New York, 1932.
485. Quirk J. P., Schofield R. K., The effect of electrolyte concentration on soil permeability, *Jour. Soil Sci.*, 6, 163—178, 1955.
486. Raney W. A., Field measurement of oxygen diffusion through soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 14, 61—65, 1949.
487. Rasmussen W. W., Drainage problems follow irrigation, Farm and Home Sci., Utah Agr. Exp. Sta., 12, 74—75, 85, 1951.
488. Reeve R. C., A method for determining the stability of soil structure based upon air and water permeability measurements, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **17**, 324—329, 1953a.
489. Reeve R. C., Factors influencing drainage design in irrigated areas, *Agr. Eng.*, **34**, 88—90, 1953b.
490. Reeve R. C., Jensen M. C., Piezometers for groundwater flow studies and measurement of subsoil permeability, *Agr. Eng.*, **30**, 435—438, 1949.

491. Reeve R. C., Kirkham D., Soil anisotropy and some field methods for measuring permeability, Trans. Amer. Geophys. Un. 32, 582—590, 1951.
492. Reeve R. C., Allison L. E., Peterson D. F., Reclamation of saline-alkali soils by leaching, Delta Area, Utah, *Utah Agr. Exp. Sta. Bul.*, 335, 1948.
493. Reeve R. C., Bower C. A., Brooks R. H., Gschwend F. B., A comparison of the effects of exchangeable sodium and potassium upon the physical condition of soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 18, 130—132, 1954.
494. Reger J. S., Pillsbury A. F., Reeve R. C., Peterson R. K., Techniques for drainage investigations in Coachella Valley, Calif., *Agr. Eng.*, 31, 559—564, 1950.
495. Reimann E. G., van Doren C. A., Stauffer R. S., Soil moisture relationships during crop production, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 10, 41—46, 1945.
496. Renfro G. M., Applying water under the surface of the ground, Water. U. S. D. A. Yearbook, 273—278, 1955.
497. Reuther W., Crawford C. L., Effect of certain soil and irrigation treatments on citrus chlorosis in a calcareous soil, II. Soil atmosphere studies, *Soil Sci.*, 63, 227—240, 1947.
498. Richards B. L., White-spot alfalfa and its relation to irrigation, *Phytopath.*, 19, 124—141, 1929.
499. Richards L. A., The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators, *Jour. Agr. Res.*, 37, 719—742, 1928.
500. Richards L. A., Capillary conduction of liquids through porous mediums, *Physics*, 1, 318—333, 1931.
501. Richards L. A., Methods of measuring soil moisture tension, *Soil Sci.*, 68, 95—112, 1949.
502. Richards L. A., Report of the sub-committee on permeability and infiltration, committee on terminology, Soil Science Society of America, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 16, 85—88, 1952.
503. Richards L. A. (editor), Diagnosis and improvement of saline and alkali soils, U. S. D. A. Handbook No. 60, 1954.
504. Richards L. A., Gardner W., Tensiometers for measuring the capillary tension of soil water, *Jour. Amer. Soc. Agron.*, 28, 352—358, 1936.
505. Richards L. A., Wadleigh C. H., Soil water and plant growth, Chap. 3, Soil Physical Conditions and Plant Growth, Agronomy Monograph 2, Academic Press, New York, 1952.
506. Richards L. A., Weaver L. R., Fifteen atmosphere percentage as related to the permanent wilting percentage, *Soil Sci.*, 56, 331—339, 1943.
507. Robinson W. O., Some chemical phases of submerged soil conditions, *Soil Sci.*, 30, 197—217, 1930.
508. Roe H. B., Influence of depth of ground water level on yields of crops grown on peat land, *Minnesota Agr. Exp. Sta. Bul.*, 330, 1936.
509. Roe H. B., Some soil changes resulting from drainage, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 4, 402—409, 1940.
510. Roe H. B., The soil moisture and cropping problem on peat and muck land in the Northern United States, *Minnesota Agr. Exp. Sta. Sci. Paper*, 2032, 1943.
511. Roe H. B., Moisture Requirements in Argiculture, Farm Irrigation, McGraw-Hill, New York, 1950.
512. Roe H. B., Ayres Q. C., Engineering for Argicultural Drainage, McGraw-Hill, New York, 1954.
513. Rogers W. S., A soil moisture meter, *Jour. Agr. Sci.*, 25, 326—334, 1935.

514. Romell L. G., L'aeration du sol, Rev. Int. Reseign. Agr., 1, 299—315, 1923.
515. Rose W., Theoretical generalizations leading to the evaluation of relative permeability, Jour. Petr. Tech. Petr. Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 186, 111—126, 1949.
516. Rothe J., Die Strangentfernung bei Dränungen, Landw. Jahrb., 59, 453—490, 1924.
517. Rothe J., Die Strangentfernung bei Dränungen im Mineralboden, *Kulturtechniker*, 32, 155—169, 1929.
518. Rothe J., Philipp A., Die bisherige Tätigkeit auf dem ostpreusichen Dränungsversuchsfeld Friedrichstein, *Kulturtechniker*, 36, 466—498, 1933.
519. Rouse H., Elementary Mechanics of Fluids, John Wiley & Sons, New York, 1946.
520. Rozansky I., Die heutige Stand der Dräntheorie fur Mineralboden, Trans. 6th Comm. Intern. Soc. Soil Sci., B, 635—662, 1937.
521. Rubey W. W., The force required to move particles on a stream bed, U. S. Geol. Survey. Prof. Paper 189E, 121—140, 1938.
522. Russell E. J., Soil Conditions and Plant Growth, Ed. 8, London and New York, 1950.
523. Russell E. J., Appleyard A., The atmosphere of the soil, its composition and the causes of variation, *Jour. Agr. Sci.*, 7, 1—48, 1915.
524. Russell E. W., Soils and fertilizers, *Jour. Roy. Agr. Soc.*, England, 114, 107—119, 1953.
525. Russell J. L., Scientific research in soil drainage, *Jour. Agr. Sci.*, 24, 544—573, 1934.
526. Russell M. B., Predicting changes in water-table elevation in peat land, *Agr. Eng.*, 26, 292, 1945.
527. Russell M. B., Soil aeration and plant growth, Chap. 4, Soil Physical Conditions and Plant Growth, Agronomy Monograph 2, 253—301, Academic Press, New York, 1952.
528. Russell M. B., Richards L. A., The determination of soil moisture energy relations by centrifugation, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 3, 65—69, 1938.
529. Russell R. D., Taylor R. E., Roundness and shape of Mississippi River sands, *Jour. Geol.*, 45, 225—267, 1937.
530. Samsioe A. F., Einfluss von Rohrbrunnen auf die Bewegung des Grundwassers, *Zeitsch. angew. Math. und Mech.*, 11, 124—135, 1931.
531. Saric S. P., Schofield R. K., The dissociation constants of the carboxyl and hydroxyl groups in some insoluble and sol-forming polysaccharides, Proc. Roy. Soc. London A185, 431—447, 1946.
532. Satorius G. B., Belcher B. A., The effect of flooding on flowering and survival of sugar cane, *Sugar*, 44, 36—39, 1949.
533. Saukko P., Investigation of the damage caused by excessive water on the lake shore lands at Saimaa, (in Finnish, German summary), Maatalousha11. Vesitekn Tutkim 4, 1946.
534. Saukko P., Flood damage to crops, (in Swedish), *Grundförbattring*, 4, 26—34, 1950—51.
535. Saveson I. L., Some factors affecting mole drains, *Agr. Eng.*, 27, 316—320, 1946.
536. Saveson I. L., Drainage of sugar-cane land, *Agr. Eng.*, 31, 451—454, 1950.
537. Saveson I. L., Land leveling for the humid areas, *Sugar Jour.*, 16, 18—22, 1953a.
538. Saveson I. L., Machinery aspects of drainage, *Agr. Eng.*, 34, 303—306, 1953b.

539. Schaerffenberg B., Soil disinfection by inundation, Large scale experiment for combating cockhafer larvae by summer inundation, (in German.), Zbt. Ges. Ent., 2, 48—53, (Biol. Astr. 23—1728), 1947.
540. Schaffernak F., Erforschung der physikalischen Gesetze, nach welchen die Durchsickerung des Wassers durch die Talsperre oder durch den Untergrund stattfindet, *Wasserwirtshaft*, **30**, 399—405, 1933.
541. Scheidegger A. E., Statistical hydrodynamics in porous media, *Jour. Appl. Phys.*, 25, 994—1001, 1953.
542. Scheidegger A. E., Directional permeability of porous media to homogeneous fluids, *Geofisica Pura e Applicata*, Milano, 28, 75—90, 1954.
543. Scheidegger A. E., General statistical hydrogynamics in porous media, *Geofisica Pura e Applicata*, Milano, 30, 17—26, 1955.
544. Schlick W. J., The spacing and depth of laterals in Iowa underdrainage systems and the rate of runoff from them with data from investigations, *Iowa Eng. Exp. Sta. Bul.*, **52**, 1918.
545. Schlick W. J., The spacing and depth of laterals in Iowa underdrainage systems and the rate of runoff from them, *Iowa Eng. Exp. Sta. Bul.*, 52; and *Proc. 1st Intern. Cong. Soil Sci.*, 4, 686—700, 1928.
546. Schlick W. J., Loads on pipes in wide ditches, *Iowa Eng. Exp. Sta. Bul.*, **108**, 1932.
547. Schofield R. K., The pF of water in soil, Trans. 3rd Intern. Cong., *Soil. Sci.*, 2, 37—48, 1935.
548. Schofield R. K., Effect of pH on electric charges carried by clay particles, *Jour. Soil Sci.*, **1**, 1—8, 1949.
549. Schofield R. K., Botelho da Costa J. V., The determination of the pF at permanent wilting and at the moisture equivalent by the freezing point method, Trans. 3rd Intern. Cong., *Soil Sci.*, **1**, 6—10, 1935.
550. Schramm R. J., Effects on aeration of root anatomy, M. A. thesis Duke Univ. Library, Durham, N. C., 1950.
551. Schuster C. E., Stephenson R. E., Soil moisture, root distribution and aeration as factors in nut production in Western Oregon, *Oregon State Coll. Sta. Bul.*, **372**, 1940.
552. Schwab G. O., Power requirements, limitations and cost of mole drainage in some Iowa soils, Unpub. m. S. thesis, Iowa State Coll. Library, Ames, 1947.
553. Schwab G. O., Plastic tubing for subsurface drainage, *Agr. Eng.*, **36**, 86—89, 1955.
554. Schwab G. O., Frevert R. K., de Vries I. L., Performance and operating costs of tile trenching machines, *Agr. Eng.*, 37, 469—472, 1956.
555. Schwab G. O., Kirkham D., The effect of circular perforations on flow into subsurface drain tubes, Part II, Experiments and Results, *Agr. Eng.*, **32**, 270—274, 1951.
556. Scofield C. S., Salt balance in irrigated areas, *Jour. Agr. Res.*, 61, 17—39, 1940.
557. Scott V. H., Prefabricated linings for small irrigation farm ditches and reservoirs, *Agr. Eng* **37**, 113—116,, 120, 1956.
558. Selman F. L., Rouse R. D., Early fruiting and boll maturity of cotton as affected by sod ium and root aeration, *Soil Sci.*, 80, 281—286, 1955.
559. Shaw B. T., Soil Physical Conditions and Plant Growth, Agronomy Monograph 2, Academic Press, New York, 1952.
560. Shaw F. S., Numerical solutions of boundary value problems by relaxation methods, Numerical Methods of Analysis in Engineering, Arranged by L. E. Grinter, Macmillan, New York, 1949.
561. Shiori M., Tanada T., The chemistry of paddy soils in Japan, Jap. Min. Agr. and Forestry, Tokyo, 1954.

562. Sieben W. H., Veldman G., De gevolgen van inundantie met zout water voor de drainage, Alg. Landsdrukkerij, The Hague, 1954.
563. Sigmond A. A., The Principles of Soil Science, Thomas Murby, London, 1938.
564. Simpson W., Thomas B., A study of soil reaction in some experimental drainage plots at Cockle Park, *Jour. Soc. Chem. Ind.*, 50, 349—352, 1931.
565. Slater C. S., Byers H. G., A laboratory study of the field percolation rates of soils, *U. S. D. A. Tech. Bul.*, **232**, 1—23, 1931.
566. Slichter C. S., Theoretical investigation of the motion of ground waters, U. S. Geol. Surv. 19th. Ann. Rep. Part. 2, 295—384, 1899.
567. Smith R. M., Browning D. R., The influence of evacuation upon the laboratory percolation rates and wetting of undisturbed soil samples, *Soil Sci.*, **62**, 243—253, 1946.
568. Smith R. M., Browning D. R., Some suggested laboratory standards of subsoil permeability, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **11**, 21—26, 1947.
569. Smith R. M., Browning D. R., Pohlman G. G., Laboratory percolation through undisturbed soil samples in relation pore-size distribution, *Soil Sci.*, **57**, 197—213, 1944.
570. Smithsonian Institution, Physical Tables, Ed. 8, Table 32, Washington, D. C., 1933.
571. Smolik L., Reduction potentials in drained and undrained land, Proc. 6th. Comm. Intern Soc., *Soil Sci.*, **6A**, 18—19, 1937.
572. Smythe W. R., Static and Dynamic Electricity, McGraw-Hill, New York, Ed. 2, 1950 (section numbers quoted are same in each edition), 1939.
573. Soil Science Society of America, Report of the subcommittee on permeability and infiltration; Committee on Terminology, Soil Science Society of America, L. A. Richards, chairman, *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, **16**, 85—88, 1952.
574. Soil Survey Manual, (U. S. D. A. Handbook 18), 1951.
575. Southwell R. V., The quest for accuracy in computations using finite differences, Numerical Methods of Analysis in Engineering, arranged by L. E. Grinter, Macmillan, New York, 1949.
576. Spangler M. G., Soil Engineering, Intern. Textbook Co., Scranton, Pa., 1951.
577. Spöttle J., Landwirtschaftliche Bodenverbesserungen, Handb. Ing. Wiss., Part 3, *Wasserbau*, 7, 1—470, Ed. 4, Wilhelm Engelmann, Leipzig, 1911.
578. Stephens J. C., Drainage of peat and muck lands, Water U. S. D. A. Yearbook, 539—557, 1955.
579. Stephenson R. E., Root penetration in relation to soil aeration, Proc. 27th Ann. Rep. 50th Ann. Meeting, Oregon State Hort. Soc., 19—34, 1935.
580. Stern O., Zur Theorie der elektrolytischen Doppelschicht, *Zeitschr. Elektrochem.*, **30**, 508—516, 1924.
581. Stevens O. B., Discussion of paper of Vreedenburgh, Proc. Intern. Conf. on Soil Mech. and Foundation Eng., 3, 165—166, 1936.
582. Stevens O. B., Electrical determination of the line of seepage and flow net of a groundwater flow through joint regions with different anisotropy, *De Ingenieur in Ned. Indië*, 9, 205—212, 1938.
583. Steward F. C., Barry W. E., Broyer T. C., The absorption and accumulation of solutes by living cells. VIII. The effect of oxygen upon respiration and salt accumulation, *Ann. Bot.*, 30, 345—366, 1936.
584. Stewart K. V., Jr., Saveson I. L., Systems for draining the surface, Water. U. S. D. A. Yearbook, 499—507, 1955.

585. Stolp D. W., Westerhof J. J., Landbouwaterhuishouding. Cultuurtechniek. Alg. Landsdrukkerij, The Hague, 20—48, 1954.
586. Strickler K., Beitrage zur Frage der Geschwindigkeitsform elund der Rauhigkeitszahlen für Strom Kanale und geschlossene Leitungen, Mitt. No. 16 des Eidgen. Amtes für Wasserwirtschaft, Bern, Switzerland, 1923.
587. Sturgis M. B., Changes in the oxidation-reduction equilibrium in soils as related to the physical properties of the soil and the growth of rice, *Louisiana Agr. Exp. Sta. Bul.*, **271**, 1936.
588. Su·brahmanyan V., Biochemistry of waterlogged soil, *Jour. Agr. Sci.*, **17**, 429—467, 1927.
589. Sutton J. G., Design and operation of drainage pumping plants, *U. S. D. A. Tech. Bul.*, 1008, 1950.
590. Sutton J. G., Maintaining drainage systems, *U. S. D. A. Farmer's Bul.*, **2047**, 1952.
591. Sutton J. G., Outlet ditches, slopes, banks, dikes, and levees, Water. U. S. D. A. Yearbook, 521—528, 1955a.
592. Sutton J. G., Pumping plants for land drainage, *Agr. Eng.*, **36**, 243—246, 1955b.
593. Sutton O. G., The application to micrometeorology of the theory of turbulent flow over rough surfaces, *Quart. Jour. Roy. Met. Soc.*, 75, 335—350, 1949.
594. Sverdrup H. U., The humidity gradient over the sea surface, *Jour. Meteor.*, **3**, 1—8, 1946.
595. Swartzendruber D., Kirkham D., Capillary fringe and flow of water in soil, I, *Soil Sci.*, **81**, 473—484, 1956a.
596. Swartzendruber D., Kirkham D., Capillary fringe and flow of water soil, II, Experimental results, *Soil Sci.*, **82**, 81—95, 1956b.
597. Taylor C. A., Blaney H. F., An efficient soil tube jack, *Soil Sci.*, **27**, 351—354, 1929.
598. Taylor D. W., Fundamentals of Soil Mechanics, John Wiley & Sons, New York, 1948.
599. Taylor J. K., Hooper P. D., A soil survey of the horticultural soils in the Murrumbidgee Irrigation Areas, New South Wales, *Commonwealth Sci. and Ind. Res. Organ. Bul.*, **118**, 1938.
600. Taylor S. A., Oxygen diffusion in porous media as a measure of soil aeration, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **14**, 55—61, 1949.
601. Teele R. P., Losses of irrigation water and their prevention, U. S. D. A. Off. Exp. Sta. Rep., year ending June 1907, 1907.
602. Terzaghi K., Peck R. B., Soil Mechanics in Engineering Practice, John Wiley & Sons, New York, 1948.
603. Theis C. V., The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate of duration of discharge of a well using ground water storage, Trans. Amer. Geophys. Un., pp. 519—524, 1935.
604. Thiem G., Lagerungszustände und Durchlässigkeit der Geschiebe, *Jour. Gasbeleucht. und Wasserversorg.*, **50**, 377—382, 1907.
605. Thomson W., Geometrical investigations regarding spherical conductors, *Gambridge and Dublin Math. Jour.*, 5,9, (Vol. 9, *Gambridge Math. Jour.*), 1850.
606. Thorne D. W., The desert shall blossom as the rose, Faculty Assoc., Utah State Agr. Coll., Logan, 1951.
607. Thorne D. W., Peterson H. B., Irrigated Soils, Ed. 2, Blakiston, New York, 1954.
608. Thornthwaite C. W., An approach toward a rational classification of climate, *Geog. Rev.*, 38, 55—94, 1948.
609. Thornthwaite C. W., Mather J. R., The water balance. In: *Climatology*, 8, 1. Centerton, N. J., 1955.

610. Thorvaldson T., Lamour R. K. Vigfusson V. A., The expansion of Portland cement mortar bars during disintegration in sulfate solutions, *Eng. Jour.* (Eng. Inst. Canada), Montreal, 1927.
611. Tillinghast F. H., The reclamation of Sutter Basin, *Trans. Amer. Soc. Agr. Eng.*, 16, 274—283, 1922.
612. Turkey H. B., Brase K. D., Studies of top and root growth of young apple trees in soil and peat-soil mixtures of varying moisture contents, *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.*, 36, 18—27, 1938.
613. Turner W. I., Hanry V. M., Growing Plants in Nutrient Solutions, John Wiley & Sons, New York, 1945.
614. Uhland R. E., Physical properties of soils as modified by crops and management, *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, 14, 361—366, 1950.
615. Uhland R. E., O'Neal A. M., Soil permeability determinations for use in soil and water conservation, *U. S. Soil Cons. Serv. Tech. Pub.*, 101, 1951.
616. Uhlig S., Die Untersuchung und Darstellung der Bodenfeuchte, Ber. deutschen Wetterdienstes. U. S. Zone 4 Nr. 30, 1951a.
617. Uhlig S. Gedanken zur Auswertung der Bodenfeuchtebestimmungen, *Zeitschr. Acker- und Pflanzenbau*, 93, 513—522, 1951b.
618. U. S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation. Laboratory tests on protective filters for hydraulical static structures, 1947.
619. U. S. Department of the Interior, Bureau of Reclamations. Irrigation Advisor's Guide, Washington, D. C., 1951.
620. U. S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation, Canal linings and methods of reducing costs, 1952.
621. U. S. Geological Survey, Quality of surface waters of the United States, 1946. U. S. Geol. Sur. Water Supply Paper 1050, 1950.
622. U. S. Geological Survey. Water loss investigations, Vol. 1, Lake Hefner Studies, Tech. Rep. Circ. 229 and Navy Elect. Lab., Rep. 327, 1952.
623. U. S. Salinity Laboratory Staff, Diagnosis and improvement of saline and alkali soils, U. S. D. A. Handbook 60, 1954.
624. U. S. Soil Conservation Service, Engineering hanbook, Hydraulics Section 5, 1951.
625. U. S. Soil Conservation Service, Farm planners engineering handbook, Ed. 2, Upper Mississippi Region III. U. S. D. A. Agr. Handbook 57, 1953.
626. U. S. Waterways Experiment Station, Investigation of filter requirements for underdrains, Tech. Memo. 183—1, 1941.
627. U. S. Waterways Experiment Station, Field and laboratory investigation of design criteria for drainage wells, Tech. Memo. 195—1, 1942.
628. van Bavel C. H. M., A soil aeration theory based on diffusion, *Soil Sci.*, 72, 33—46, 1951.
629. van Bavel C. H. M., Gaseous diffusion and porosity in porous media, *Soil Sci.*, 73, 91—96, 1952.
630. van Bavel C. H. M., Kirkham D., Field measurement of soil permeability using auger holes, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 13, 90—96, 1949.
631. van Beekom C. W. C., van den Berg C., de Boer T. A., van der Molen W. H., Verhoeven B., Westerhof J. J., Zuur A. J., Reclaiming land flooded with salt water, *Neth. Jour. Agr. Sci.*, 1, 225—244, 1953.
632. van Deemter J. J., Results of mathematical approach to some flow problems connected with drainage and irrigation, *Appl. Sci. Res.*, A11, 33—53, 1949.
633. van Deemter J. J., Bijdragen tot de kennis van enige natuurkundige grootheden van de grond, 11. Theoretische en numerieke behandeling van ontwaterings- en infiltratie- stromingsproblemen, Versl. Land. Ond. 56. No. 7, Staatsdrukkerij, The Hague, 1950.

634. van der Molen W. H., Bepaling van drainafstanden door een morphologische beoordeeling van het bodemprofiel, *Landb. Tijdsch.*, 65, 105—113, 1953.
635. van der Woerdt D., Nadelen van het overschrijven van de potimale watervoorziening bij blijvend grasland, *Landbouwvoorlichting*, 10, 137—143, 1953.
636. van Duin R. H. A., De waterbehoefte der gewassen, *Landb. Tijdschr.* 66, 240—243, 1954.
637. van Duin R. H. A., On the influence of tillage on conduction of heat, diffusion of air and infiltration of water in soil, (In Dutch), Versl. Landb. Ond. 627, Staatsdrukkerij, The Hague, 1956.
638. van Duin R. H. A., de Vries D. A., A recording apparatus for measuring thermal conductivity and some results obtained with it in soil, *Neth. Jour. Agr. Sci.*, 2, 168—176, 1954.
639. van Duin R. H. A., Scholte Ubing D. W., De invloed van het weer op de opbrengst van de aardappel, *Landb. Tijdschr.*, 67, 795—802, 1955.
640. van Raalte M. H., Ann. Jardin Botan. Buitenzorg, 50, 99, 1940.
641. van Schilfgaarde J., Frevert R. K., Kirkham D., A tile drainage field laboratory, *Agr. Eng.*, 35, 474—478, 1954.
642. van Schilfgaarde J., Frevert R. K., Schlick W. J., Effect of present installation practices on drain tile loading, *Agr. Eng.*, 32, 371—374, 378, 1951.
643. van Schilfgaarde J., Kirkham D., Frevert R. K., Physical and mathematilcal theories of tile and ditch drainage and their usefulness in design, *Iowa Agr. Exp. Sta. Res. Bul.*, 436, 1956.
644. van Wijk W. R., de Vries D. A., Evapotranspiration, *Neth. Jour. Agr. Sci.*, 2, 105—120, 1954.
645. van't Woudt B. D., Observations of the efficiency of subirrigation in heavy soils, Trans. Amer. Geophys. Un., 37, 588—592, 1956.
646. Ведерников В. В., К теории дренажа, Доклады Академии Наук СССР, Москва, 23, 335—337, 1939а.
647. Ведерников В. В., Теория фильтрации в почве и ее применение для проблем ирригации и дренажа, Бюро Гражданского строительства, СССР, Москва—Ленинград, стр. 248, 1939б.
648. Veihmeyer F. J., Some factors affecting the irrigation requirements of deciduous orchards, *Hilgardia*, 2, 125—291,1927.
649. Veihmeyer F. J., An improved soil sampling tube, *Soil Sci.*, 27, 147—152, 1929.
650. Verhoeven B., Over de zout- en vochthuishouding in geinundeerde gronden. (thesis). Neth. Agr. Coll., Wageningen, 1953.
651. Versluys J., De onbepaalde vergelijking der permanente beweging van het grondwater, Verh. Geol.-Mijnbouw. Genoot. Ned. en Kolonien. Geol. Serie 1, 349—360, 1915.
652. Verwey E. J. W., Overbeek, J. T. G., Theory of the Stability of Lyophobic Colloids, Elsevier, Amsterdam, 1948.
653. Visser W. C., The growth of cherries in relation to the soil profile, (in Dutch), *Meded. Dir. Tuinbouw*, 9, 644—650, 1946.
654. Visser W. C., The growth of prunes in relation to soil properties, (in Dutch),. *Meded. Dir. Tuinbouw*, 10, 31—41, 1947.
655. Visser W. C., The requirements of strawberries with respect to the depth of groundwater, (in Dutch), *Meded. Dir. Tuinbouw*, 11, 351—355, 1948.
656. Visser W. C., The possibility of exact regulation of the depth of drainage, Trans. 4th Intern. Cong., *Soil Sci.*, 2, 51—54, 1950.
657. Visser W. C., Methodiek van het onderzoek naar de gewenste ontwa-

teringsdiepte. Versl. Tech. Bijeenk. Hydrol. Comm. T. N. O., 1—6, 35—54, 1952.
658. Visser W. C., De grondslagen van de drainageverekening, *Landb. Tijdschr.*, 65, 66—82, 1953.
659. Visser W. C., Tile drainage in The Netherlands, *Neth. Jour. Agr. Sci.*, **2**, 69—87, 1954.
660. Visser W. C., Personal communication, 1955.
661. Vlamis J., Davis A. R., Effect of oxygen tension on certain physiological responses of rice, barley and tomato, *Plant Physiol.*, 19, 33—51, 1944.
662. Vreedenburgh C. G. F., Over de stationnaire waterbeweging door grond met homogeen anisotrope doorlaatbaarheid, Ingen. in Ned. Indië, 11, 140—143, 1935.
663. Vreedenburgh C. G. F., On the steady flow of water percolating through soil with homogeneous-anisotropic permeability, Proc. Intern. Conf. Soil Mech. and Foundation Eng., 1, 222—225, 1936.
664. Vreedenburgh C. G. F., De parallelstroming door grond bestaande uit evenwijdige regelmatig afwisselende lagen van verschillende dikte en door-laatbaarheid, Ingen. in Ned. Indië, 8, 111—113, 1937.
665. Waksman S. A., Martin J. P., The role of microorganisms in the conservation of soil, *Science*, 90, 304—305, 1939.
666. Walker A. W., Drainage construction on Newlands reclamation project, *Eng. News Rec.*, 93, 382—386, 1924.
667. Walker P., Depth and spacing for drain laterals as computed from coresample permeability measurements, *Agr. Eng.*, **33**, 71—73, 1952.
668. Wäre M., Crop. yields at the experimental station Maasoja in relation to soil moisture during 1939—1944, (in Finnish, German summary), *Maa. ja Vesitekn Tutkim*, 5, 1947.
669. Wäre M., Experiments on the effect of the ground water level on grasslands in 1939—1954, (in Finnish, English summary), *Maa. ja Koetoiminta*, 9, 1955.
670. Warnick F. M., Greenhalgh W. H., Groundwater and drainage problems of the Weber Basin Project, Utah. Proc. Separate 619, *Amer. Soc. Civ. Eng.*, 81, 619—1—7, 1955.
671. Warren G. M., Tidal marshes and their reclamation, *U. S. D. A. Off. Exp. Sta. Bul.*, **240**, 1911.
672. Weaver J. E., Root Development of Field Crops, McGraw-Hill, New York, 1926.
673. Weaver J. E., Himmel W. J., Relation of increased water content and decreased aeration to root development in hygrophytes, *Plant Physiol.*, 5, 69—92, 1930.
674. Weir W. W., Drainage problems of Imperial Valley, California, Univ. Calif. Agr. Davis. (mimeo.), 1919.
675. Weir W. W., Special features on the drainage of irrigated lands, *Trans. Amer. Soc. Agr. Eng.*, **16**, 350—360, 1922.
676. Weir W. W., Pumping for drainage in the San Joaquin Valley, California, *California Agr. Exp. Sta. Bul.*, 382, 1925.
677. Weir W. W., Shape of the water table in tile drained land, *Hilgardia*, 3, 143—152, 1928.
678. Weir W. W., Drainage in the Sacramento Valley rice fields, *California Agr. Exp. Sta. Bul.*, 464, 1929.
679. Weir W. W., Land drainage, *California Agr. Exp. Sta. Circ.*, 391, 1949.
680. Weir W. W., Land drainage in California, *Agr. Eng.*, 35, 482—485, 1954.
681. Wenzel L. K., Methods of determining permeability of waterbearing materials, U. S. Geol. Surv. Water Supply Paper 887, 1942.

682. Werner H. O., The relation of rainfall distribution, soil moisture and drop rotation to the yield of potatoes, 17th Ann. Rep. Potato Improv. Assoc., 39, 55, 1956.
683. Wesseling J., Tile drainage research, *Neth. Jour. Agr., Sci.*, 2, 254—259, 1954.
684. Wesseling J., van Wijk W. R., Optimal depth of drainage, *Neth. Jour. Agr. Sci.*, 3, 106—119, 1955.
685. West E. S., Observations on soil moisture and water tables in an irrigated soil at Griffith, New South Wales, *Commonwealth Sci. Ind. Res. Org. Bul.*, 74, 1933.
686. West E. S., Howard A., Movement of salts in isolated soil columns, *Austral. Jour. Agr. Res.*, 4, 82—87, 1953.
687. Westra H. L. A., Visser W. C., De invloed van te hoge waterstand bij grasland, *Landbouwvoorlichting*, 9, 200—204, 1952.
688. White W. N., A method of estimating ground water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil, U. S. Geol. Surv. Water Supply Paper 659-A, 1932.
689. Widtsoe J. A., Principles of Irrigation Practice, Macmillan, New York, 1914.
690. Wilcox L. V., Classification and use of irrigation waters, U. S. D. A. Circ. 969, 1955.
691. Wilde S. A., Classification of gley soils for the purpose of forest management and reforestation, *Ecology*, 21, 34—44, 1940.
692. Wilde S. A., Forest Soils and Forest Growth, Chronica Botanica, Waltham, Mass., 1946.
693. Wilde S. A., Randall G. W., Chemical characteristics of ground water in forest and marsh soils of Wisconsin, *Proc. Wisconsin Acad. Sci. Arts Let.*, 40, 251—259, 1951.
694. Wilde S. A., Steinbrenner E. C., Pierce R. S., Dosen R. C., Pronin D. T., Influence of forest cover on the state of the ground water table, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 17, 65—67, 1953.
695. Wilde S. A., Trach J., Peterson S. F., Electro-chemical properties of ground water in major types of Wisconsin organic soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 14, 279—281, 1949.
696. Wilde S. A., Voight G. K., Pierce R. S., The relationship of soils and forest growth in the Algomo District of Ontario, Canada, *Jour. Soil Sci.*, 5, 22—38, 1954.
697. Williams R. E., Development and improvement of coastal marsh ranges, Water. U. S. D. A. Yearbook, 444-449, 1955.
698. Willis N. M., Effects of oxygen dificiency on absorption of water by plants in solution culture, M. S. thesis, Ohio State Univ. Library, Columbus, 1938.
699. Wilson J. D., Environmental factors in relation to plant disease and injury, A bibliography, *Ohio Exp. Sta. Tech. Ser. Bul.*, 9, 1932.
700. Wind G. P., A field experiment concerning capillary rise of moisture in a heavy clay soil, *Neth. Jour. Agr. Sci.*, 3, 60—70, 1955.
701. Woita A. J., The development and study of the channel-type terrace, *Agr. Eng.*, 31, 227—229, 1950.
702. Wolochow D., Determination of the sulfate resistance of Portland cement, Appendix, p. 250, Report of Committee C-1, *Proc. Amer. Soc. Test. Mat. Vol.*, 52, 1952.
703. Wood I. D., Land preparation for irrigation and drainage, *Agr. Eng.*, 32, 597—599, 1951.
704. Woodford E. K., Gregory F. G., Preliminary results obtained with an apparatus for the study of salt uptake and root respiration of whole plants, Ann. Bot. 12 N. S., 363—370, 1948.

705. Woodward S. M., Posey C. J., Hydraulics of Steady Flow in Open Channels, John Wiley & Sons, New York, 1943.
706. Wooten H. H., Major uses of land in the United States, *U. S. D. A. Tech. Bul.*, 1082, 1953.
707. Wooten H. H., Jones L. A., The history of our drainage enterprises, Water U. S. D. A. Yearbook, 478—491, 1955.
708. Wright J. O., Reclamation of tide lands, Reprint U. S. D. A. Off. Exp. Sta. Ann. Rep. for year ending June 30, 1906, 373—396, 1907.
709. Wyckoff R. D., Botset H. G., The flow of gas-liquid mixtures through unconsolidated sands, *Physics*, 7, 325—345, 1936.
710. Wylie C. R., Advanced Engineering Mathematics, Ed. 1, McGraw-Hill, New York, 1951.
711. Wyllie M. R. J., Rose W. D., Some theoretical considerations related to the quantitative evaluation of the physical characteristics of reservoir rock from electric log data, Jour. Petr. Tech., Petr. Trans. Amer. Inst. Min. Eng., 189—105—118, 1950.
712. Wyllie M. R. J., Spangler M. B., The application of electrical resistivity measurements to the problem of fluid flow in porous media, Gulf Research and Development Co., Geol. Div. Rep. No. 15, 1951.
713. Yang S. T., On the permeability of homogeneous anisotropic soils, Proc. 2nd Intern. Conf. Soil Mech. and Foundation Eng. Rotterdam, 2, 317—320, 1948.
714. Yang S. T., Seepage toward a well by the relaxation method, Thesis. Harvard Univ. Library, Cambridge, Mass., 1949.
715. Yapp R. H., On stratification in the vegetation on a marsh, and its relation to evaporation and temperature, *Ann. Bot.*, 23, 275—320, 1909.
716. Yarnell D. L., Tile-trenching machinery, U. S. D. A. Farmer's Bul., 1131, 1920.
717. Yarnell D. L., Woodward S. M., The flow of water in drain tile, *U. S. D. A. Bul.*, 854, 1920.
718. Yoder R. E., A direct method of aggregate analysis and a study of the physical nature of erosion losses, *Jour. Amer. Soc. Agron.*, 28, 337—351, 1936.
719. Young A. A., Blaney H. F., Use of water by native vegetation, California Dept. Public Works, Div. Water Resources. Bul. 50, 1942.
720. Zangar C. N., Theory and Problems of Water Percolation, Engineering Monograph 8, U. S. Bur. Recl., Denver, Colo., 1953.
721. Zangar C. N., Phillips H. B., Electric analogy conductivity tests for percolation out of wells, Memorandum for T. P. Ahrens. U. S. Bur. Recl., Denver, Colo., 1946.
722. Zavadil J., Der Wasserabfluss aus einem bestimmten Tonboden, Trans. Intern. Soc. Soil Sci. Comm. 6B, 127—136, 1937.
723. Zee C. H., The use of combined electrical and membrane analogues to investigate unconfined flow into wells, Thesis. Utah State Agr. Coll. Library, Logan, 1952.
724. Zee C. H., Peterson D. F., Jr., Bock R. O., Flow into a well by electric and membrane analogy, *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, No. 817, Also *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 122, 1955.
725. Zimmerman B. G., Determining entrapped air in capillary soils, Eng. News Rec., 117, 186—187, 1936.
726. Zon R., Averell J. L., Drainage of swamps and forest growth *Wisconsin Agr. Exp. Sta. Res. Bul.*, 89, 1929.
727. Zuncker F., Handbuch der Physikalischen Beschaffenheit des Bodens, Julius Springer, Berlin, 1930.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Азот 616
Алюминат трехкальциевый 400, 401
Американское общество почвоведения 476
Анизотропия 491
Анизотропное отношение 322
Артезианский колодец 248, 526
— поток 115
— слой 535

Баланс водный 558
— солевой 598
— тепловой 558
Банкеты 451
Бермы 442
Бетон жесткий 409
— прочность 410
Блок-диаграммы 534
Брусит 23
Бур гидравлический 535
— механический 495

Верховодка 94, 215, 432
Влагоемкость полевая 52, 53
Вода посторонняя 432
— скопившаяся 179
Водовыпуск трубчатый 438
Водопотребление полезное 579
Воздух зажатый 487
Впуски поверхностные 465
— подземные 465

Гибсит 23
Гистерезисный цикл 41
Глубина грунтовых вод оптимальная 546
— закладки дрен 217, 436, 443, 459, 533
Годограф скорости 164
Градиент потенциала 72
Груша 629, 634
Гряды 449

Давление осмотическое 37, .38, 599
Доля наполненных воздухом пор 555

Донник 631, 640
Дренаж систематический 426, 432
Дренирование артезианских площадей 432
— торфяников 467
Дреноукладчики 380
Дрены кротовые 443, 654
— — диаметр 384
— — недостатки 383
— — преимущества 383
— — уклон 384
— перехватывающие 433, 464, 540
— пропускная способность 353

Журнал проб 533, 534

Заболачивание 434
Закон Дарси 108, 521
— диффузии Фика 86, 88
— преломления линий тока 97
Заложение откосов 361, 454
Землянка 585, 656

Испарение 559
Источник 189, 196

Кавальеры 361
Кайма капиллярная 96, 114, 125, 156, 464, 568
— — толщина 651
Каналы:
— борьба с растительностью 365
— для регулирования уровня грунтовых вод 454
— ловчие 433
— недостатки 365
— проектирование 453, 455
— уклон откосов 453
Капуста кормовая 667
Картофель 592, 640, 667
Кварц 21
Клевер 631, 637, 640, 645, 655
Колодцы:
— артезианский 248, 526
— классификация 228
— наблюдательный 237, 536
— несовершенный 231
— пополняющийся 242

Колодцы-усилители 429
Комиссия по пропицаемости 476
Комитет по осушению 380
Константа Козени 475
Концентрация (в почве) кислорода 547, 550
— углекислого газа 550
Корни придаточные 617
Коэффициент водоотдачи упругой 234
— — при опускании грунтовых вод 234
— гидравлического трения 369
— Дарси-Вейсбаха 369
— диффузии 86, 87
— дренирования 458
— завядания 52, 53
— извилистости 80
— колодца 243, 245
— нагрузки 376, 389
— недостатка насыщения при подъеме грунтовых вод 234
— однородности песка или гравия 415
— осушения 354, 368
— пополнения 243, 245
— пористости 30
— фильтрации 477
— формы 328, 336, 518
— Шези 369
— шероховатости 357
Кривая депрессии 240
— сорбции влаги 561
Кристобалит 23
Круг Мора 273
Кукуруза 564, 565, 619, 625, 644
— потребность в кислороде 548
— сахарная 578
Культуры овощные 641

Лес 646
Линия тока 60, 184
Лут 646
Лук 591
Люцерна 565, 619, 627, 631, 637, 639, 640, 642, 645, 646
Лядвенец 632

Машина для рытья траншей 441
— землеройная 364
— трубоукладочная 440
Метод двух скважин 500
— зеркальных отражений 189, 200, 210
— Киркхема пьезометрический 514
— конечных разностей 148
— одиночной скважины 500
Метод определения влагосодержания 563
— радиационного баланса 572
— релаксаций 123, 125, 148
— Хоугхаудта 510
— ЭГДА (электрогидродинамической аналогии) 123, 125, 148, 329, 331, 333, 348, 505, 508
— Эриста 511
Минерализация азота 612
Модель капиллярных трубок 80
Модуль дренажный 444
— стока 355
Мульчирование 606

Напор гидравлический 182
— гидростатический 537, 538
Направления анизотропии 274
«Несовершенство» дренажа 122
Норма осушения 545, 546
— стока 355

Обеспеченность расхода 354
Обработка почвы 590
Образцы грунта 533
Овес 565, 633, 644
Ожог 639
Орошение 654
— влагозарядковое 564
— подземное (субирригация) 379, 383, 645, 647, 655
— промывка 354
Оседание почвы 594, 645
Осушение торфяников 356
Отдушины 379
Отстойник 379

Пайпинг 414
Пастбища 592
Переменная комплексная 194
Песколовки 417
Планировка почвы 447
Поверхность водно-воздушная 33
— высачивания 238
— тока 184
— эквипотенциальная 59
Подпор 178
Подъем воды капиллярный 568, 582, 645, 646, 648
Пористость 18, 30, 475, 594
— некапиллярная 556
Потенциал 184
— скалярная величина 57
Поток артезианский 115
Почва изотропная 270

Почва неконсолидированная 482
— образцы 493
— однородно-анизотропная 271
— однородно-изотропная 271
— содержание солей 603
— состав гранулометрический 480
— способность водоудерживающая 644
Правила Паулинга 21
Преобразование Шварца-Кристоффеля 162, 164
Приемники (поглощающие устройства) 378
Признаки заболачивания 624
Приток относительный 372
Проводимость 476
— гидравлическая 476
— капиллярная 606
Промывка почвы при орошении 354
Проницаемость 476
— истинная 474, 477
— кажущаяся 339
— и влагосодержание почвы 648
Пространство порозное 18
Профиль почвенной влажности 51, 52
Пшеница 565, 566, 619
— озимая 667
Пьезометры 537

Радиоактивный фосфор 651
Радиус влияния колодца 522
— гидравлический 79
Размыв каналов 365
Райграс 565
Расстояние между дренами 436, 443, 459, 654
Расчет нормы стока 355
Рис 617, 640, 642
Рожь 633, 655

Сброс воды из дрен 366
Свекла сахарная 566, 646, 651, 667
Сельдерей 667
Сетка гидродинамическая 94, 95, 222
Сила влекущая 359
Скважины (шурфы) 336
Скважность 18
Слой артезианский 535
— Гу 43, 44
— Штерна 44
Служба охраны почв 354, 363, 378, 380
Соя 564
Способ восстановления уровня 326
Сток 189, 196
— поверхностный 446
Суффозия 414
Съемка топографическая 527

Табак 618, 641, 642
Температура почвы 593
Тензиометр 35, 82
Теорема единственности 207
Теплопроводность 477
Терминология 476
Террасы дренажные 450
Тимофеевка 632, 655
Томаты 625, 637
Точка застоя 223
— увядания 561, 581, 657
Травы 619, 629, 657
Транспирация 558, 559
Тростник сахарный 618, 625
Трубы бетонные 435
— — обработка влагой 410—413
— — состав бетона 408
— битумно-волокнистые 366
— гончарные 435
— изготовление 407
— испытание 392, 406, 408
— качество 406
— кислотостойкость 396
— машины для изготовления 398, 413
— металлические 365
— морозостойкость 394
— нагрузки 375, 390, 393
— направление укладки 464, 465
— пластмассовые 366, 443
— полиэтиленовые 366
— сульфатостойкость 398
— укладка 389, 468
— уклон 370, 441

Уравнения:
— Буссинеска 133, 233
— Гангилье-Куттера 357
— Дарси 229, 471
— Дюпюи 236
— Куттера 357
— Куттера-Шези 357
— Лапласа 101, 108, 124, 233
— неразрывности 100, 521
— Слихтера 230
— Стокса-Навье 65
— Хагена-Пуазейля 473
— эллиптическое 110, 111
— — проверка 128
Условия граничные 90, 516

Фасоль 637, 640, 645
Формула Агроскина 357
— Маннинга 357
— Марстона 376, 390
— Павловского 357
Фосфор радиоактивный 651
Функция Бесселя 337, 506
— интегральная показательная 251
— колодца 251, 524

Характеристики влажности 41, 51
Хлопчатник 657
— потребность в кислороде 547

Цементы:
— воздухововлекающие добавки 403
— потрландцемент 400
Цемент содержание $3CaO \cdot Al_2O_3$ 401, 403
— специальные 405

Частицы почвы:
— — определение размеров 32
— — ориентация 299
Число Рейнольдса 68

Шпат полевой 22

Эвапотранспирация 559
Эквивалент влажности 53
Эквипотенциаль 59, 184
Электропроводность 477
Эллипсоид направления 279—281

Яблони 618, 621
Ячмень 627, 633, 640, 655, 665

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абрамов С. К. 249, 414
Абрамович (Abramovich) 570
Аверелл (Averell) 669
Аверьянов С. Ф. 88, 104, 110, 114, 122, 125, 130, 140, 150, 167, 215, 222, 424, 426, 546
Агроскин И. И. 369
Айерс (Ayers) 456, 516, 527, 602
Алисон (Allison) 488
Алпатьев 576
Альбрехт (Albrecht) 572
Андерсон (Anderson A. B. C.) 38
Андерсон (Anderson A. O.) 386, 390
Антипов-Каратаев Н. Н. 6, 601
Антонов В. И. 366
Аоки (Aoki) 615
Апзитс 555
Аппилейярд (Appleyard) 550, 554, 609
Аравин В. И. 6, 68, 122, 123, 154, 273, 314, 609
Аронович (Aronovici) 110, 299, 302, 459, 480, 550, 554
Аскоченский А. П. 421
Астапов С. В. 383, 493
Атанасиу (Atanasiu) 564
Аттерберг 647

Бабушкин В. Д. 249
Бавер (Baver) 479, 487, 552, 555, 556, 669
Байер (Baier) 564
Байерс (Byers) 487
Байюкос (Bouyoucos) 41, 42, 563, 650
Баллантайн (Ballantyne) 423
Барбаросса (Barbarossa) 358
Барбер (Barber) 378
Барнес (Barnes) 67
Бастоу (Bastow) 27
Батьер (Batjer) 666
Бауер (Bouer) 464, 495, 604, 669
Бауман (Baumann) 566, 576, 619, 658
Бауманс (Baumans) 125, 500
Белчер (Belcher) 618
Бендиксен (Bendixen) 479
Бергман (Bergman) 618
Бернал (Bernal) 26
Бертрам (Bertram) 415, 487, 493, 655, 669
Бесединов Н. А. 6
Бессель 337
Бианчи (Bianchi) 567, 591, 651, 660
Бил (Beal) 619, 625
Бич (Beach) 381
Блав (Blaauw) 591, 660, 661, 662
Бладворт (Bloodworth) 423
Бладгуд (Bloodgood) 421—423
Блайни (Blaney) 250, 436, 532, 570, 579, 580, 646, 651
Блейк (Blake) 549, 552, 554
Бломен (Bloemen) 585, 592, 655, 656, 670
Богатырев В. В. 432
Богю (Bogue) 401, 404
Бодман (Bodman) 202, 482, 652
Бойер (Boyer) 358
Бойнтон (Boynton) 263, 460, 548, 609, 620, 621, 622
Болтон (Bolton) 630
Бордас (Bordas) 658
Борч (Borch) 587
Ботельго да Коста (Botelho da Costa) 53
Ботсет (Botset) 486, 552
Боуден (Bowden) 27
Бочевер Ф. М. 266
Бошан (Beauchamp) 449, 451, 455, 458
Браун (Brown C. B.) 358
Браун (Brown C. F.) 421, 423, 443, 444
Браун (Brown L. N.) 628
Браунинг (Browning) 488, 493, 565
Брейз (Brase) 621
Брестон (Breston) 303, 304
Брнант (Bryant) 619
Бродский А. И. 19
Брудастов А. Д. 6, 7, 110, 546
Брукс (Brooks) 483
Брэг (Bragg) 21
Брэдфилд (Bradfield) 610, 620
Брэдшоу (Bradshaw) 436, 597, 598

Будаговский А. И. 569
Будыко М. И. 570, 571
Букингем (Bickingham) 549—552, 554
Буржевен (Burgevin) 658
Буссинеск (Boussinesg) 133, 233
Бэббит (Babbitt) 231, 239, 520
Бэрд (Bird) 221
Бэркхолдер (Burkholder) 423

Вайн 552
Ваксман (Waksman) 488
ван Бейвел (van Bavel) 89, 328, 336, 337, 499, 501, 505, 508, 549, 551, 552, 586
ван Биком (van Beekom) 628
ван Вийк (van Wijk) 571, 572
ван Демтер (van Deemter) 121, 124, 144, 167, 305, 306, 314, 317, 459, 463, 586
ван дер Ворт (van der Woerdt) 591, 655, 664, 670
ван дер Молен (van der Molen) 113, 588, 594
ван Дуин (van Duin) 559, 560, 563, 576, 578, 594
ван Ралте (van Raalte) 617
ван'т Вудт (van't Woudt) 652
ван Шилфгарде (van Schillfgaarde) 117, 122, 133, 138, 375, 376, 461, 463, 464
Ведерников В. В. 6, 8, 100, 112, 159, 166, 167, 179, 209, 210, 226, 434
Веймейр (Veihmeyer F. D.) 531
Веймейер (Veihmeyer F. I.) 619
Велдман (Veldman) 594, 595
Великанов М. А. 359
Велт (Welt) 587, 594
Вецель (Wenzel) 520, 527, 537
Веригин Н. Н. 6, 104, 266, 326, 499, 501
Вернер (Werner) 576
Верслуис (Versluys) 273, 274
Веруэй (Verwey) 43, 45, 46
Верховен (Verhoeven) 565, 568, 577, 582
Весселинг (Wesseling) 7
Вест (West) 619, 652, 653, 666, 669
Вестерхоф (Westerhof) 556
Вестра (Westra) 592, 630, 655, 670
Видтсоу (Widtsoe) 579
Викофф 552
Вилли (Wyllie) 80, 85
Вильямс (Williams) 457
Винд (Wind) 568, 591
Виссер (Visser) 113, 125, 370, 459, 461, 500, 585, 588, 591, 592, 630, 648, 655, 666, 670
Владимиров А. Н. 7
Вламис (Vlamis) 625
Воейков А. И. 570
Волобуев В. Р. 6, 440, 603, 604
Волохов (Wolochow) 404
Вуд (Wood) 199, 220, 222, 533, 587
Вудворд (Woodward) 368, 371
Вудфорд (Woodford) 627
Вэр (Wäre) 646, 652, 662—664, 669

Гаврилко В. М. 414
Гарднер (Gardner F. E.) 635
Гарднер (Gardner J. L.) 643—645
Гарднер (Gardner R.) 604, 605
Гарднер (Gardner W.) 35, 217, 231, 429, 520
Гарлей (Gourley) 668
Гаскелл (Gaskell) 124, 148, 213, 214, 586
Гаттис (Gattis) 383, 384
Гедройц К. К. 42, 601
Генри (Henry) 103, 625, 639
Герхардт (Gerhardt) 609
Гизеке (Giesecke) 550, 557
Гиринский Н. К. 122, 285
Глентуорт (Glentworth) 615
Гловер (Glover) 8, 133
Годеваген (Goedewaagen) 563, 567, 591, 619, 657, 660, 662, 669
Гончаров В. И. 359
Горбунов Н. И. 19
Гоулд (Gould) 301
Граммatикати О. Г. 564
Грегори (Gregory) 627
Грейтон (Graton) 299
Грим (Greim) 21
Грин (Green) 595
Гринхол (Greenhalgh) 423, 424
Гроуштейн (Groustein) 281
Гу (Gouy) 43
Гудзон (Hudson) 383, 384, 669
Гулати Н. Д. 421
Густафсон (Gustafsson) 113, 115, 152, 167, 209, 226, 317, 586, 587

Далла Валле (Dalla Valle) 475, 479
Дамм (Dumm) 133, 140, 459
Даплес (Dapples) 300
Дарси (Darcy) 63, 108, 229, 471, 476
Дахлер (Dachler) 97, 112, 275, 285, 292, 328, 330, 333
Двайт (Dwight) 192, 195, 204
де Бу (de Boodt) 302

де Зеув (de Zeeuw) 125, 127, 128, 136, 146, 458, 461, 500, 587
Дей (Day) 124, 182, 434
Делонг (Delong) 615
Демортье (Demortier) 594
Дерягин Б. В. 42
де Фрис (de Vries D. A.) 551, 563, 571, 572
де Фрис (de Vries L. L.) 381
Джекоб (Jacob) 8, 231, 242, 258, 262, 266, 471, 476, 520, 526
Дженсен (Jensen) 516
Джессуп (Jessup) 430
Джинс (Jeans) 187
Джонгедик (Jongedyk) 467, 670
Джонс (Jones) 383, 453, 455, 467
Джонсон (Johnson H. P.) 336, 516
Джонсон (Johnson S. B.) 641
Джонсон (Johnson W. E.) 300, 303, 304
Джонстон (Johnston) 429, 646, 651
Джэксон (Jackson) 610, 620, 624, 625
Дизеренс (Diserens) 499
Дмитриев Г. Т. 369
Дозен (Dosen) 646
Долгов С. И. 36, 41, 53
Донат (Donat) 223, 326
Доннан (Donnan) 7, 110, 112, 114, 313, 423, 436, 444, 459, 480, 534, 537, 538, 587, 597, 598
Дояренко А. Г. 548, 555
Древен (Droeven) 594
Дружинин Н. Т. 153
Дудкин П. А. 354
Дутц (Dutz) 372, 373
Дэвис (Davis A. G.) 630
Дэвис (Davis A. R.) 625
Дэвис (Davis R. E.) 628
Дэвис (Davis W. E.) 41
Дэвисон Б. Б.112, 159, 166
Дэрби (Darby) 609
Дюли (Duley) 466
Дюпюи (Dupuit) 108, 132, 229, 236, 471

Егер (Jaeger) 185
Егоров В. В. 6, 603
Емельянов Л. М. 375

Живова Б. М. 130
Жуковский Н. Е. 6, 166, 183, 229, 473, 533

Завадил (Zavadil) 587
Зайдельман Ф. Р. 383
Замарин Е. А. 122, 123
Зи (Zee) 231, 239, 240
Зибен (Sieben) 594, 595
Знаменский И. И. 364
Зон (Zon) 669

Иванов К. Е. 354
Иверглейдс (Everglades) 383
Ивицкий А. И. 130, 546
Иден (Eden) 589, 662, 663, 669
Игнатьева В. М. 546
Израэльсен (Israelsen) 35, 231, 235, 249, 423, 426, 429, 430, 437, 441, 444, 520, 522, 530, 537, 595, 596
Иодер (Yoder) 488, 493, 555
Иопат В. А. 215, 285
Ионата (Jonata) 594
Иоффе (Joffe) 666
Ирмэй (Irmay) 275
Истомина В. С. 414
Итон (Eaton) 598, 599

Кайтера (Kaitera) 631, 632
Калисварт (Kalisvaart) 660, 664
Кальбруннер (Kallbrunner) 669
Каменский Г. П. 6, 77, 110, 148, 249
Канна (Khanna) 625
Кано Токутаро (Kano Tokutaro) 131
Канюк А. Н. 603
Карслоу (Carslaw) 185
Кармэн (Carman) 475
Касагранде (Casagrande) 97
Кац Д. М. 7, 424
Квасников В. В. 548, 555
Квирк (Quirk) 484
Келли (Kelley) 423, 495, 596, 597, 599, 601, 602, 604, 605
Келлог (Kellogg) 595, 596
Кемпер (Kemper) 136
Кемпнер (Kempner) 624
Кеннеди (Kennedy) 358
Кёнекамп (Könekamp) 662, 670
Кёниг (König) 662, 670
Кибель И. А. 66
Киддер (Kidder) 378
Кин (Keen) 379, 646
Кинг (King) 444
Кинхольц (Kienholz) 634, 668
Киркхем (Kirkham) 7, 8, 115, 117, 122, 125, 127, 128, 133, 136, 138, 144, 146, 148, 152, 181, 188, 205, 207—210, 212, 213, 217, 219—226, 273, 275, 276, 302, 305, 306, 319, 320, 326, 328, 331, 333, 334, 336, 337, 339, 342, 371, 372, 374, 458, 461, 464,

465, 476, 491, 492, 499, 500, 501, 505, 508, 514, 516, 518, 519, 533, 586, 587, 637
Кирсанов А. Т. 670
Клайд (Clyde) 35
Клаус (Klauss) 619, 658
Клейн Г. К. 375
Клейтон (Clayton) 383, 467, 645
Клементс (Clements) 546
Климко А. И. 214
Клют (Klute) 103
Ковда В. А. 6, 436, 568, 597, 601, 603
Когей (Caughey) 617
Козени (Kozeny) 80, 110, 113, 475
Колдинг (Colding) 110, 111
Колдуэлл (Caldwell) 231, 239, 520
Коллис-Джордж (Collis-George) 80, 83, 85, 103, 479, 587
Кольман (Colman) 42, 53, 54
Комптон (Compton) 549, 620—622
Кондо (Kondo) 640, 642, 645
Кондратьев В. Н. 19
Кондрашев С. К. 7
Конке (Kohnke) 554
Константинов А. Р. 1, 569
Конуэй (Conway) 617, 645
Копецкий (Kopecky) 555, 557, 593, 594
Коппенфельс В. 159
Корнев В. Г. 41, 82
Корчебоков Н. А. 249
Костяков А. Н. 6, 7, 122, 150, 354, 424, 426, 440, 545, 546, 603, 604
Коул (Cole) 576
Кочин Н. Е. 66
Кочина П. Я. см. Полубаринова-Кочина П. Я.
Крамер (Kramer) 608, 610, 618—620, 622—625, 627, 639, 642
Краузе (Krause) 548, 550
Краус (Kraus) 569
Кретчер (Cretcher) 437
Кривоносов И. М. 214
Криддл (Criddle) 570, 579, 580
Кристофель 162, 164
Кротова А. П. 19
Крофорд (Crawford) 610
Крылов М. М. 7
Крэнк (Crank) 103
Куа (Coit) 422
Кук (Cook) 650
Кулабухова И. И. 104
Кэннон (Cannon) 547, 548, 549, 617

Лав (Love) 666
Ламб (Lamb) 65, 331, 335
Ланге О. К. 6
Ландагу Л. Д. 66
Лаплас 101, 108, 124, 233
Ларсон (Larson) 646, 651
Лебедев А. Ф. 53, 95, 426, 546
Леви И. И. 359
Легостаев В. Н. 7, 440, 568, 603, 604
Лезервуд (Leatherwood) 416, 417.
Лейбензон Л. С. 6, 66, 80, 475
Лейн (Lane) 358, 360
Ленц 359
Леонард (Leonard) 620, 657
Ле Шателье (Le Chatelier) 34
Лимер (Leamer) 479
Линде (Lynde) 457
Липпс (Lipps) 619, 645
Литл (Lytle) 378
Лифшиц Е. М. 66
Ломэн (Lohman) 8, 526
Лоуренс (Lawrence) 641
Лусталот (Loustalot) 623—625, 641
Лыков А. В. 88, 185
Люис (Lewis J. A.) 67, 231
Люис (Lewis M. R.) 646, 666
Люндегард (Lundegaardh) 550
Лютин (Luthin) 124, 182, 213—216, 331, 339, 427, 432, 434, 500, 516, 518, 567, 587, 591, 651, 660
Лютц (Lutz) 479, 532

Маасленд (Maasland) 7, 8, 273, 275, 276, 302, 334, 500, 504
Мажаров П. П. 564
Мажио 594
Мазер (Mather) 569
Майерс (Myers) 564
Макгрегор (McGregor) 615, 669
Макгру (McGrew) 669
Макджордж (McGeorge) 643, 644
Макколл (McCall) 669
Маккензи (McKenzie) 630, 631
Маккинк (Makkink) 569, 571
Маклоглин (McLauglin) 235, 249, 429, 430, 537
Макмиллан (McMillan) 400, 404
Макферсон (McPherson) 619
Мансон (Manson) 138, 146, 394, 396, 398, 400, 401, 404—407, 413
Марков Е. С. 130
Мар (Marr) 234, 444
Марс (Marth) 635
Марстон (Marston) 9, 386, 390
Мартин (Martin B. F.) 630
Мартин (Martin J. P.) 488
Маршал (Marshall) 21

Маскет (Muscat) 65, 101, 109, 112, 115, 177, 185, 217, 231, 248, 262, 265, 266, 271—274, 276, 301, 476, 482, 492, 520
Маслов Н. Н. 57
Матье (Mathieу) 658
Меджистед (Magistad) 596
Мейнцер (Meinzer) 231
Мелешенко М. Т. 123
Мериммен 404
Мик (Mick) 41, 42, 563
Миккелсен (Mikkelsen) 616
Миллеишан (Millinchamp) 669
Миллер (Miller) 394, 396, 398, 400, 401, 404—407, 413, 430
Миллиган (Milliagan) 423
Минс (Means) 420
Минц Д. М. 415
Мирцхулава Ц. Е. 359
Мицуи (Mitsui) 608, 612, 613, 615—618
Митчерлих (Mitscherlich) 546
Моган (Maughan) 441
Моккавеев (Mokkaveev) 359, 571
Мор (Mohr) 273, 616
Морел (Morel) 563, 565
Моррис (Morris) 379, 655
Мур (Moore R. E.) 83, 652
Мур (Moore W. D.) 629
Мэрфи (Murphy) 444
Мяги К. А. 215

Навье 65
Народецкая Р. Я. 354
Нельсон (Nelson) 479
Нельсон-Скорняков Ф. Б. 223
Николсон (Nicholson) 383, 385, 587, 589, 590, 648, 664, 667, 669
Нил (Neal) 459, 460, 588
Нортон (Norton) 34
Носова О. Н. 130
Нумеров С. Н. 6, 68, 109, 122, 123, 222, 314

Овербик (Overbeek) 43, 45, 46
Окамура (Okamura) 640, 642, 645
Олдрич (Aldrich) 610, 640
Олсон (Ohlson) 381, 382
О'Нил (O'Neal) 480, 481, 533
Оношко Б. Д. 546
Освальд (Osvald) 619
Осгуд (Osgood) 281
Оскэмп (Oskamp) 666

Павловский Н. Н. 6, 68, 123, 153, 159, 229
Пакард (Packard) 422
Паркер (Parker) 122, 623, 628, 639
Патрашев А. Н. 414
Патрик (Patrick) 609
Пауль 404
Пауэрс (Powers) 437, 444, 466, 487
Пейдж (Page I. B.) 549, 552, 554
Пейдж (Page L.) 555
Пейн (Payne) 555
Пек (Peck) 415, 437
Пенман (Penman F.) 549, 666
Пенман (Penman H. L.) 89, 551, 552, 559, 572, 574, 580
Перехрест С. М. 215
Петерсен (Petersen) 495
Петерсон (Peterson D. F.) 231, 237, 238, 242, 244, 416, 417, 520, 522, 524, 602, 606
Петерсон (Peterson H. B.) 596, 597, 599, 604
Петерсон (Peterson J. B.) 637
Петерсон (Peterson M. L.) 640, 642
Петерсон (Peterson S. F.) 444
Петров Е. Г. 564
Печкуров А. Ф. 360
Пикалов Ф. И. 369
Пикельс (Pickels) 363, 369
Пиллсбери (Pillsbyry) 487, 493
Пилс (Pijls) 645, 666
Пирс (Pearce) 610, 669
Пирсолл (Pearsall) 616
Писарьков Х. А. 214, 326, 499
Пич (Peech) 609
Полмер (Palmer) 487
Полубаринова-Кочина П. Я. 6, 76, 104, 108, 112, 167, 191, 209, 233, 273
Поль (Paul) 615
Поннадерума (Ponnaderuma) 613
Попов В. П. 570
Попов О. В. 572
Праведный Г. Х. 414
Пуазейль (Poiseyille) 471, 473

Раби 358
Райт (Wright) 457
Рандол (Randall) 610
Расмуссен (Rasmussen) 423
Рассел (Russell E. J.) 550, 554, 596, 599, 608, 610, 611, 613, 616, 644
Рассел (Russell E. W.) 588, 590
Рассел (Russell J. L.) 110, 586, 669
Рассел (Russell M. B.) 37, 549, 624, 653
Рассел (Russell R. D.) 500
Рауз (Rouse) 369

Ребиндер П. А. 19
Реджер (Reger) 535
Рейман (Reimann) 564
Рейнольдс 68
Ренфро (Renfro) 645
Решеткина Н. М. 7
Рив (Reeve) 302, 342, 439, 444, 482—484, 487, 491, 500, 516, 602, 606
Рич (Rich) 624
Ричардс (Richards B. L.) 439, 628, 639, 640, 642
Ричардс (Richards L. A.) 35, 37, 49, 53, 54, 58, 68, 82, 88, 578, 608
Ричер (Richer) 563, 565
Робинсон (Robinson L. A.) 614
Робинсон (Robinson) W. O. 616
Роде А. А. 42, 53
Роджерс (Rogers) 35
Родригес (Rodrigues) 614
Рожанский (Rozansky) 586, 594, 669
Розе Н. В. 66
Розин В. И. 214, 249
Розов Л. П. 6, 440, 597, 604
Ройтер (Reuther) 548, 610, 620
Ромелл (Romell) 549, 552
Роминger (Rominger) 300
Росс 423
Роте (Rothe) 110, 113, 461, 586—588, 593, 594
Роу (Roe) 364, 365, 369, 380, 453, 454, 457, 459, 460, 467, 468, 579, 591, 594, 645, 667
Роуз (Rose) 80
Рубинштейн А. Л. 57
Рыжов С. Н. 7

Самойлов О. Я. 19
Самсио (Samsioe) 102, 231, 248, 273, 275, 330
Сарик (Saric) 25
Саториус (Satorius) 618
Саттон (Sutton J. G.) 368, 382, 457, 466
Саттон (Sutton O. G.) 571
Саукко (Saukko) 627, 631, 632, 665
Свердруп (Sverdrup) 571
Сейвсон (Saveson) 383, 670
Сергеев Е. М. 19
Сесил (Cecil) 234, 443
Сигмонд (Sigmond) 596
Силей 549
Симпсон (Simpson) 595
Скоби (Scobey) 358
Скоропанов С. Г. 7, 546
Скотт (Scott) 424, 432
Скоутс (Scoates) 527
Скофилд (Scofield) 25, 53, 485, 574, 598
Слейтер (Slater) 41, 479, 487
Слихтер (Slichter) 230, 471, 476
Смит (Smith) 184, 185, 187, 275, 333, 487, 493, 497
Смитсон 573
Смолик (Smolik) 595
Снайдер (Snyder) 404
Сойер (Sawyer) 379
Соколовский Д. Л. 354
Соусвелл (Southwell) 231
Спэнглер (Spangler) 85, 361, 375
Стефенс (Stephens) 645
Стефенсон (Stephenson) 620, 666
Стивенс (Stevens) 296
Стокс 65, 471
Стоклаза 548, 550
Столп (Stolp) 556
Стургис (Sturgis) 609, 611, 617
Стюард (Steward) 624
Субраманьян (Subrahmanyan) 609

Танада (Tanada) 609, 616
Танели (Juusela Taneli) 593, 594
Тейлор (Taylor D. W.) 331
Тейлор (Taylor J. K.) 666
Тейлор (Taylor R. E.) 300
Тейлор (Taylor S. A.) 514, 532, 549, 552
Тейс (Theis) 8, 231, 251, 520, 526
Терцаги (Terzaghi) 55, 415, 437
Тиллингаст (Tillinghast) 442
Тиль (Teele) 424
Тим (Thiem A.) 230
Тим (Thiem G.) 230, 301
Титер (Teeter) 466
Томас (Thomas) 595
Томсон (Thomson) 189
Торвальдсон (Thorvaldson) 404
Торн (Thorne) 420, 595—597, 599, 604
Торнтвейт (Thornthwaite) 559, 569, 570, 596
Турнас П. А. 546
Тэрки (Turkey) 621
Тэрнер (Turner) 625, 639

Уайкофф (Wyckoff) 486
Уайлд (Wilde) 610, 646, 666, 667, 669
Уайт (White D. G.) 620, 623, 624
Уайт (White W. N.) 619, 646, 651
Убинг 559, 560, 576, 578
Уивер (Weaver J. E.) 563, 617
Уивер (Weaver L. R.) 53, 54
Уилкокс (Wilcox) 598, 599

Уиллард (Willard) 398
Уиллис (Willis) 620
Уилсон (Wilson) 628
Уланд (Uhland) 481, 493, 533
Улиг (Uhlig) 564, 576
Уодлей (Wadleigh) 578, 599, 601, 604, 608
Уолкер (Walker A. W.) 422
Уолкер (Walker P.) 143, 459—461
Уорк (Work) 666
Уорник (Warnick) 423, 424
Уоррен (Warren) 457
Утен (Wooten) 445, 457
Уэр (Weir) 368, 421, 423, 427, 437, 442

Фаворин Н. Н. 424
Файер 475
Файерман (Fireman) 482, 483, 497, 498, 596, 598, 599
Фанчер (Fancher) 67
Фарнсворт 552
Фар (Farr) 217
Фаскен (Fasken) 458
Фаузер (Fauser) 487, 594, 669
Фаулер (Fowler) 26
Фейлберг (Feilberg) 587
Фенин Н. К. 364
Фер (Fair) 79
Феррандон (Ferrandon) 76, 273, 274
Феррис (Ferris) 140
Фик 86, 88
Фикри (Fikry) 635
Филип (Philip) 88, 103, 104
Филипп (Philipp) 587, 593, 594
Филипс (Phillips) 331
Фирс (Firth) 589, 667, 669
Флеминг (Fleming) 404
Флетчер (Fletcher H. C.) 646
Флетчер (Fletcher J. E.) 41
Флодквист (Flodkvist) 188, 587
Фокс (Fox) 619, 645, 646
Фоллет-Смит (Follett-Smith) 614
Форбес (Forbes) 643—645
Форд (Ford) 629, 644, 645
Фортьер (Fortier) 358
Форхгеймер (Forchheimer) 108, 123, 230, 533
Фрейзер (Fraser) 299
Фрекман (Freckmann) 566
Фри (Free) 487
Фриверт (Frevert) 117, 122, 133, 138, 331, 333, 342, 354, 357, 365, 375, 380, 382, 453, 454, 456—458, 500, 518, 519
Фриденбург (Vreedenburgh) 273, 275—277, 280, 285, 491
Фрэнсис (Francis) 444
Фэр (Furr) 610, 640

Хаазис (Haasis) 666, 669
Хаббелл (Hubbell) 643—645
Хабберт (Hubbert) 238, 240
Хаган (Hagan) 640, 642
Хаген (Hagen) 471, 473
Хазен (Hazen) 471
Хансен (Hansen D.) 436
Хансен (Hansen V. E.) 231, 238, 240, 425, 520, 522
Хансон (Hanson) 441
Хант (Hunt) 638
Хантер (Hunter) 624
Харди (Hardy) 614
Хардинг (Harding) 199, 220, 222, 533, 587
Харкер (Harker) 379
Хармер (Harmer) 591
Харрадайн (Harradine) 482
Харрис (Harris F. S.) 596
Харрис (Harris G. H.) 666
Харт (Hart) 422, 423, 435, 437
Хасвелл (Haswell) 441
Хаскью (Haskew) 500, 504
Хастингс (Hastings) 425, 436
Хаулет (Howlett) 668
Хвораслев (Hvorslev) 301, 328—332, 334, 336, 341, 518
Хейнике (Heinicke) 618, 620, 624, 628, 635, 636, 666, 668
Хейнрихс (Heinrichs) 631
Хейуорд (Hayward) 596, 598, 599, 601
Хендерсон (Henderson) 654
Хендрикс (Hendrix) 42
Хестер (Hester) 615
Хилгард (Hilgard) 421, 596, 600
Хилд 628, 669
Химмел (Himmel) 617
Химст 569
Ховард (Howard) 641, 669
Холл (Hall) 231
Хоммад (Hammand) 167
Хорнер (Horner) 379
Хортон (Horton) 357, 487
Хоугхаудт (Hooghoudt) 8, 110, 112, 113, 115, 116, 118, 122, 383, 463, 499, 500, 510, 586—588, 649, 658, 662—664, 669, 670
Хоупвелл (Hopewell) 383, 384, 669
Христиансен (Christiansen) 482, 487, 488, 493, 535, 537, 538, 596
Худиг (Hudig) 587, 594
Хупер (Hooper) 666

Хьюз (Hughes) 300, 303
Хэрца (Harza) 331
Хэтч (Hatch) 79, 475

Цангер (Zangar) 329—331, 334
Циммерман (Zimmerman) 488
Цункер (Zuncker) 647

Чайлдерс (Childers) 620, 623, 624
Чайлдс (Childs) 7, 45, 57, 58, 80, 83, 85, 95, 101—103, 153, 156, 158, 159, 328, 343, 384, 385, 465, 479, 500, 513, 587
Чакраварти (Chacravarti) 625
Чарный И. А. 109, 209, 237
Чеботарев Н. П. 570
Черкасов А. А. 6, 7, 604
Черкасов И. И. 57
Чугаев Р. Р. 122, 369

Шаров И. А. 546, 564
Шаффернак (Schaffernak) 285, 294
Шварц 162, 164
Шварцендрубер (Swartzendruber) 181, 464
Швэб (Schwab) 152, 188, 365, 371, 374, 380, 383
Шебеко В. Ф. 568
Шейдеггер (Scheidegger) 76, 80, 273—275, 280, 304, 475
Шелтон (Shelton) 615
Шерфенберг (Schaerffenberg) 628
Шестаков В. М. 234
Шехтман Ю. М. 415
Шиори (Shiori) 609, 612, 616
Шкинкис Ц. Н. 215
Шлик (Schlick) 390, 392, 457, 538
Шмидт М. Л. 210
Шоу (Shaw B. T.) 599
Шоу (Shaw F. S.) 231
Шофилд (Schofield) 38
Шошин А. А. 604
Шпёттле (Spöttle) 142, 143
Шрамм (Schramm) 619
Штальман 159
Штерн (Stern) 44
Штриклер (Strickler) 357
Шуберт С. А. 415
Шустер (Schuster) 666

Эванс (Evans L. S.) 333, 334
Эванс (Evans R. C.) 20
Эдвардс (Edwards) 437
Эдлефсен (Edlefsen) 35, 38, 652
Эдминстер (Edminster) 468
Эдмонд (Edmond) 668
Эйнштейн (Einstein) 358
Эйрес (Ayres) 364, 365, 369, 380, 457, 459, 460, 467, 468, 645
Элерс (Ehlers) 646, 664
Элленберг (Ellenberg) 664
Эллиот (Elliott) 423, 567, 591
Эллисон (Allison) 602, 606
Элмендорф (Elmendorf) 646
Эмде 46, 251, 524
Энгелунд (Engelund) 7, 8, 109, 152, 167, 179, 305, 306, 308, 317, 323, 374, 586
Энгельгардт (Engelhardt) 587, 651
Эндрюс (Andrews F. M.) 619, 625
Энен (Hénin) 658
Эплман (Appleman) 487, 493
Эрвин (Erwin) 627
Эркин Г. Д. 130, 326, 499
Эрнст (Ernst) 125, 336, 337, 347, 499, 500, 511, 586
Этчеверри (Etcheverry) 361, 445, 669

Юневич Д. П. 546

Янг (Yang) 239, 273, 646, 651
Янерт (Janert) 658
Янке (Jahnke) 46, 251, 524
Япп (Yapp) 569
Ярнелл (Yarnell) 368, 371, 380, 382
Ясинецкий В. Г. 364

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие к русскому изданию 5
Предисловие к американскому изданию 12

Часть первая

Физические основы дренирования, *Чайлдс* 15

I. Составные части почвы 17
1. Структура почвенных минералов 18
2. Структура органического вещества почвы 25
3. Структура воды 26
4. Структура почвенного воздуха 27
II. Внутреннее строение почвы 28
III. Статическое равновесие почвенной воды 32
1. Механизм удерживания воды почвой 32
2. Измерение всасывания почвенной воды 34
3. Удерживание воды почвой силами поверхностного натяжения 38
4. Удерживание воды силами, возникающими при отталкивании частиц 42
5. Эквивалент всасывания почвенной воды и внешнее газовое давление 48
6. Водоудерживающая способность почв 49
7. Некоторые константы почвенной влажности 51
8. Всасывающее давление почвенной воды и механические свойства почвы 54
IV. Законы движения почвенной воды 57
1. Разность потенциалов 57
2. Измерение потенциала почвенной воды 60
3. Закон Дарси 63
4. Проницаемость и гидравлическая проводимость 68
5. Проводимость некоторых гипотетических моделей 77
6. Гидравлическая проводимость ненасыщенных почв 82
7. Перенос водяного пара в почве 88
V. Физические основы дренажа 90
1. Некоторые условия дренажа 90
2. Граничные условия 94
3. Уравнение потока воды в почве 98

Часть вторая

Теория осушения земель 105

I. Приближенные решения задач дренажного потока, *ван Шилфгарде* 107
1. Задачи установившегося движения 107
§ 1. Случай горизонтального потока 107
§ 2. Случай радиального потока 113
§ 3. Объединение гипотез радиального и горизонтального потоков 119

§ 4. Метод релаксаций 123
§ 5. Проверка метода релаксаций для установившегося движения на основе данных, полученных в полевых условиях 125
2. Задачи неустановившегося движения 130
§ 1. Эллиптическое уравнение при переменном уровне грунтовых вод 131
§ 2. Уравнение теплового потока 132
§ 3. Приближенные решения задач радиального потока . . . 142
§ 4. Метод релаксаций при переменном уровне грунтовых вод 148
3. Заключение 150
II. Уровень грунтовых вод и осадки или ирригационная вода, *Энгелунд* 151
1. Использование электродинамических аналогий 153
2. Конформные отображения 159
3. Метод годографа 164
4. Дренирование однородного грунта 166
5. Решение с помощью графиков 172
III. Случай скопившейся воды, *Киркхем* 179
1. Прямолинейный вертикальный поток 180
2. Непрямолинейный поток 183
3. Радиальный поток к колодцу 185
4. Трубчатый дренаж над водонепроницаемым слоем 188
§ 1. Трубы в однородном грунте 188
§ 2. Трубы в слоистом грунте 210
§ 3. Трубы в слоистом грунте, где траншея засыпана почвой верхнего слоя 213
§ 4. Трубы в слое, расположенном между двумя менее проницаемыми слоями (задача трех слоев) 215
5. Трубчатый дренаж в грунте, подстилаемом водоносным пластом 216
§ 1. Дренажные трубы в однородном грунте 217
§ 2. Трубы в слоистом грунте 222
6. Открытый дренаж 223
7. Скопившаяся вода на склоне холма 226
IV. Теория дренирования при откачке из колодцев, *Петерсон младший* 228
§ 1. История вопроса 229
§ 2. Состояние теории притока воды к колодцам 231
§ 3. Единицы и размерности 232
§ 4. Основные уравнения течения 232
§ 5. Применение откачки для дренажа 234
1. Колодцы при установившемся режиме 235
§ 1. Колодцы в ненапорном бассейне грунтовых вод 236
§ 2. Артезианские колодцы 247
2. Колодцы при неустановившемся режиме 250
§ 1. Общая часть 250
§ 2. Колодцы со свободной поверхностью грунтовых вод . . . 258
§ 3. Артезианские колодцы с постоянным напором 258
§ 4. Использование полученных формул при решении задач . . 259
3. Применение теории потенциалов к колодцам 261
§ 1. Общая часть 261
§ 2. Потенциал скорости 261
§ 3. Примеры потенциального потока 262
§ 4. Общие замечания 266
4. Метод отражений 267
V. Почвенная анизотропия и дренаж, *Маасленд* 270
1. Теория течения жидкости сквозь анизотропную среду 273
§ 1. Основные теоремы анизотропии 273
§ 2. Задачи двухмерного течения в анизотропной почве . . . 282

2. Слоистость и анизотропия 285
§ 1. Поток, перпендикулярный и параллельный направлению слоев 286
§ 2. Произвольно направленный поток через два слоя 288
§ 3. Экспериментальное подтверждение теоретических выводов 292
§ 4. Модельные исследования Шаффернака 294
§ 5. Преломление линий тока на границе двух слоев 295
§ 6. Пример преобразования анизотропной двухслойной системы *A* в воображаемую изотропную двухслойную систему *B* 296
3. Анизотропия грунтов 298
§ 1. Факторы, обусловливающие анизотропию 298
§ 2. Доказательства анизотропии грунтов 301
4. Влияние анизотропии на системы трубчатого дренажа 304
§ 1. Равномерная инфильтрация с поверхности почвы 307
§ 2. Плоская поверхность грунтовых вод 318
5. Приток к выработкам различного очертания или отток из них в анизотропных условиях 326
§ 1. Пьезометры в однородном изотропном грунте 329
§ 2. Приток к эллипсоидальным полостям и к круглым и эллиптическим дискам 333
§ 3. Буровые скважины (шурфы) в изотропном грунте . . . 336
§ 4. Приток к полостям в анизотропном грунте 337
§ 5. Пьезометры в анизотропном грунте 341
§ 6. Буровые скважины в анизотропном грунте 344
§ 7. Анизотропия в горизонтальной плоскости 347

Часть третья

Техника осушения земель 351

I. Общие вопросы 353
1. Открытый дренаж, *Шезб* 353
§ 1. Потребность в осушении 353
§ 2. Проектирование каналов 356
§ 3. Предварительная трассировка 362
§ 4. Вспомогательные сооружения 363
§ 5. Постройка каналов 363
§ 6. Эксплуатация открытой сети 364
2. Закрытый дренаж, *Шезб* 365
§ 1. Схема расположения дрен 366
§ 2. Сброс воды из дрен 366
§ 3. Выбор коэффициента осушения 368
§ 4. Уклон и диаметр дрены 368
§ 5. Перфорация дренажных труб и зазоры между ними 372
§ 6. Нагрузка на дренажные трубы 375
§ 7. Расположение дрен и трассировка 377
§ 8. Сооружения на дренажных системах 378
§ 9. Укладка дрен 380
§ 10. Уход за дренажной системой 382
3. Кротовый дренаж, *Шезб* 382
§ 1. Срок службы 383
§ 2. Проектирование 384
§ 3. Устройство 385
4. Долговечность дренажных труб, *Мансон* 386
§ 1. Трубы для широких траншей 386
§ 2. Морозостойкость 394

§ 3. Кислотостойкость 396
§ 4. Сульфатостойкость бетонных труб 398
§ 5. Портландцемент 400
§ 6. Специальные цементы 405
§ 7. Качество бетонных труб 406
§ 8. Гончарные трубы в кислых и сульфатных грунтах 413
5. Гравийная оболочка труб, *Лютин и Рив* 414
II. Дренаж орошаемых земель, *Лютин* 420
1. Источники дренажных вод 423
§ 1. Практика орошения 423
§ 2. Фильтрация из каналов и рек 424
2. Расположение дрен 425
§ 1. Дренаж на землях с высоким уровнем грунтовых вод . . . 426
§ 2. Артезианские участки 428
§ 3. Перехватывание посторонних (чужих) вод 432
3. Критерии проектирования дренажа 434
§ 1. Трубчатый дренаж 435
§ 2. Дренажные канавы 441
§ 3. Дренажные колодцы 442
§ 4. Специальные подпочвенные дрены 443
§ 5. Дренажный модуль 444
III. Дренаж в районах с влажным климатом, *Эдминстер и Швэб* . . . 445
1. Отвод поверхностных вод, *Эдминстер* 446
§ 1. Планировка земель 447
§ 2. Грядование 449
§ 3. Дренажные террасы 450
§ 4. Полевые каналы для поверхностных вод 452
§ 5. Осушительная сеть на территориях, подверженных приливам 456
2. Подземный дренаж, *Швэб* 457
§ 1. Принципы проектирования 457
§ 2. Дренирование небольших впадин 465
§ 3. Дренирование прибрежных равнин и затапливаемых земель 466
§ 4. Дренирование торфяников и органических почв 467
§ 5. Укладка дрен 468

Часть четвертая

Методы изучения дренажа 469

I. Методы измерения проницаемости почв, *Рив и Лютин* 471
1. Уравнение потока и основные закономерности, *Рив* 471
§ 1. Уравнение Дарси 471
§ 2. Уравнение Хагена — Пауазейля 473
§ 3. Зависимость течения от размера и формы пор 474
§ 4. Единицы измерения водопроницаемости и терминология . . 476
2. Определение проницаемости, *Рив* 478
§ 1. Непосредственные измерения 478
§ 2. Косвенные измерения 479
3. Факторы, влияющие на проницаемость, *Рив* 481
§ 1. Взаимодействие жидкости с пористой средой 481
§ 2. Закупоривание пор 486
§ 3. Микроорганизмы 488
§ 4. Трещины и ходы 490
§ 5. Неоднородность пористого материала 490
§ 6. Анизотропия почвы 491
4. Измерение проницаемости в лабораторных условиях, *Рив* . . . 492

§ 1. Монолиты 493
§ 2. Пески 497
§ 3. Образцы с нарушенной структурой 497
5. Измерение проницаемости в полевых условиях, *Лютин и Рив* . . 499
§ 1. Метод одиночной скважины в однородном грунте, *Лютин* 499
§ 2. Метод одиночной скважины в слоистом грунте, *Лютин* . 510
§ 3. Метод двух колодцев Чайлдса, *Лютин* 512
§ 4. Метод четырех колодцев Киркхема, *Лютин* 514
§ 5. Пьезометрический метод Киркхема, *Лютин* 514
§ 6. Трубчатый метод Киркхема, *Лютин* 519
§ 7. Метод откачек, *Рив* 520
II. Исследования в полевых условиях, *Доннан* 526
1. Топографические исследования 527
§ 1. Топографическая съемка местности 527
2. Исследование почвы 528
§ 1. Обзор имеющихся данных 529
§ 2. Полевые измерения и наблюдения 529
§ 3. Буры и трубки для взятия образцов почвы 530
§ 4. Гидравлическое оборудование для бурения грунта . . . 535
3. Определение уровня грунтовых вод 536
§ 1. Анализ имеющихся данных 536
§ 2. Наблюдательные колодцы 536
§ 3. Пьезометры 537
4. Резюме 540

Часть пятая

Выбор дренажной системы 543

I. Зависимость почвенно-физических условий от глубины осушения, *Весселинг и ван Вийк* 545
1. Аэрация почвы 546
§ 1. Воздушный режим почвы 549
§ 2. Диффузия газов в почве 551
§ 3. Обобщение результатов 557
2. Потребность сельскохозяйственных культур в воде 558
§ 1. Осадки 561
§ 2. Доступная вода в почве 561
§ 3. Поглощение воды из почвы 563
§ 4. Приток воды 567
§ 5. Подсчет капиллярного перемещения влаги, основанный на увеличении содержания солей 568
§ 6. Испарение и транспирация 569
§ 7. Испарение с водной поверхности 571
§ 8. Подсчет потенциальной эвапотранспирации *P. E* 572
§ 9. Водопотребление и урожаи 574
3. Пример расчета максимальной глубины осушения 580
§ 1. Понижение поверхности грунтовых вод 580
§ 2. Колебания уровня грунтовых вод 584
4. Физические аспекты осушения 586
§ 1. Глубина заложения дрен и расстояния между ними . . . 586
§ 2. Уровень грунтовых вод 588
§ 3. Влияние гончарного дренажа на свойства почвы 593
II. Проблемы засоления и солонцеватости в связи с высоким уровнем грунтовых вод, *Файерман* 595

1. Образование засоленных и солонцовых почв 596
2. Качество поливной воды 598
3. Влияние засоления и солонцеватости на рост растений 599
4. Засоленные почвы 600
5. Мелиорация засоленных почв 601
6. Количество воды, необходимое для промывки почвы 602
7. Солонцовые почвы 604
8. Освоение солонцовых почв 604
9. Солончаково-солонцовые почвы 605
10. Заключение 606
III. Влияние чрезмерно высокой влажности почвы на сельскохозяйственные культуры, *ван'т Вудт и Хаган* 607
1. Физические и химические процессы в заболоченной почве . . 608
§ 1. Аэрация почвы 608
§ 2. Окислительно-восстановительный потенциал 610
§ 3. Условия, при которых происходит восстановление и растворение 611
2. Физиологическое поведение растений, произрастающих на заболоченной почве 617
§ 1. Приспосабливаемость растений к условиям заболачивания 617
§ 2. Поведение корней при низкой концентрации кислорода . 620
§ 3. Транспирация, фотосинтез и дыхание 623
§ 4. Поглощение воды и питательных веществ растениями . . 624
§ 5. Причины повреждения растений 625
3. Повреждение сельскохозяйственных культур при их затоплении 628
§ 1. Ущерб от затопления (наводка) 628
§ 2. Пастбищные и кормовые культуры 630
§ 3. Зерновые культуры 632
§ 4. Плодовые культуры 634
§ 5. Другие культуры 636
§ 6. Ущерб от ожога 639
§ 7. Ил, откладываемый паводковыми водами 643
4. Реакция с.-х. культур на высокий уровень грунтовых вод . 645
§ 1. Использование грунтовых вод растениями 645
§ 2. Колебания уровня грунтовых вод и их влияние на урожайность 652
§ 3. Общая реакция с.-х. культур 657
§ 4. Пастбища 663
§ 5. Зерновые злаки 664
§ 6. Плодовые деревья 666
§ 7. Лесные породы 666
§ 8. Овощные культуры 667
5. Высокая влажность почвы и качество урожая 668
6. Урожаи на дренируемых и недренируемых почвах 668
Литература 671
Авторский указатель 702
Предметный указатель 706