В.А.МИРОНЕНКО, В.М.ШЕСТАКОВ

ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫХ РАБОТ

В. А. МИРОНЕНКО, В. М. ШЕСТАКОВ

ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫХ РАБОТ



МОСКВА «НЕДРА» 1978

УДК 556.36

Мироненко В. А., Шестаков В. М. Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. М., «Недра», 1978. 325 с.

В книге изложены методы опытно-фильтрационных работ с практическими примерами расчетов. Обстоятельно сформулированы исходные теоретические положения, понимание которых необходимо для правильной интерпретации опытных данных. Представлены оригинальные разработки авторов по откачкам из совершенных скважин в слоистых и гетерогенных системах, по откачкам из несовершенных скважин, гидрогеофизическим методам опробования и др. Обстоятельно разбираются вопросы постановки опытно-фильтрационных работ на основе изучения закономерностей пространственной изменчивости геофильтрационных параметров.

Книга рассчитана на специалистов-гидрогеологов.

Табл. 34, ил. 82, список лит. — 326 назв.

М $\frac{20806-401}{043(01)-78}$ 74—78

© Издательство «Недра», 1978

Как и в других науках о Земле, стремящихся наряду с традиционными методами качественного анализа обрести надежную количественную основу, в прикладной гидрогеологии проблема достоверности исходных данных стала сейчас определяющей для дальнейшего гармонического развития теории и практики. Особую остроту она приобрела в связи с успешным внедрением методов математического моделирования, обеспечивающих резкое снижение погрешностей решения прогнозных задач. Однако какими бы остроумными и субъективно интересными ни были те или иные теоретические построения, они уже не могут полностью удовлетворить нашей потребности поиска оптимальных инженерных решений, если оценивать эффективность и надежность полученных результатов в свете относительно низкой точности исходных данных. Отсюда возникают своего рода «ножницы» между возможностями формально-теоретического анализа и грубой схематизацией природной обстановки. Эти «ножницы» беспокоят многих специалистов, склонных заботиться не только о строгости и красоте решения, но и о его пользе.

Актуальность этой проблемы подчеркивается всем развитием гидрогеологических работ и особенно тех, которые проводятся для целей водоснабжения, горного и мелиоративного строительства, когда воздействие человека на подземные воды приобретает региональный характер, а обоснование исходных данных для прогнозов превращается в важнейшую экономическую категорию.

Естественно искать причину низкой точности наших исходных данных в принципах их определения, т. е. в первую очередь в теоретических и методических основах опытно-фильтрационных работ (ОФР). Между тем, именно в области ОФР, как ни в одной другой отрасли гидрогеологии, методы теоретического анализа проявили себя за последнее время особенно эффективно с точки зрения апостериорного, а подчас и априорного объяснения физики изучаемого процесса. Теория здесь вполне удовлетворительно сочеталась с запросами инженерного дела, но сейчас, к сожалению, накопленные знания опережают нашу практику. Последнее объясняется тем, что многие важные результаты исследований недавних лет, существенно расширившие наши физические представления в сфере ОФР, остаются пока за пределами массовых изысканий: стандарт, определяемый в основном квалификацией среднего исполнителя и содержанием инструктивных документов, резко отстает от современных возможностей.

Разумеется, случаи, когда некомпетентность в любой сфере оправдывается, инструкцией, возможны. Опытно-фильтрационные работы, в этом смысле, не исключение — они также нуждаются в дальнейшем совершенствовании инструктивных документов. Важнее, однако, другое: *творческий характер этого массового вида работ* существенно затрудняет их регламентацию

и требует от исполнителя конкретного подхода к их постановке, проведению и интерпретации.

Настоящая работа является попыткой авторов содействовать более широкому внедрению такого подхода в практику интерпретации опытно-фильтрационных работ, понимаемой в широком смысле обоснования физической и математической модели эксперимента.

Каждому гидрогеологу, знакомому с данными реальных опытных откачек, приходилось убеждаться в том, как часто они допускают неоднозначную интерпретацию. Обилие же объяснений ненамного лучше их полного отсутствия. Поэтому с исключительным вниманием следует относиться к последовательному обоснованию *принципов диагностики* результатов ОФР, позволяющих из всего многообразия возможных интерпретационных схем выбрать наиболее достоверную для конкретных условий проведения эксперимента. Подобная позиция диктуется и тем, что интенсификация гидрогеологических исследований требует повышенного внимания к надежности обоснования непрерывно растущих объемов полевых работ, а эту задачу удается решить лишь на базе четких представлений о достоверности исходных данных, получаемых при различных видах полевых гидрогеологических изысканий. Поэтому обоснование достоверности результатов ОФР можно считать сейчас кардинальной проблемой прикладной гидрогеологии: целью современных изысканий должно быть не только определение тех или иных гидрогеологических параметров, но и обязательное выявление их точности и надежности в увязке с конкретной инженерной задачей.

Известно, что решающее влияние на качество диагностики и достоверность результатов ОФР оказывает масштаб эксперимента, причем во многих случаях обилие мелкомасштабных опытов не может заменить одного крупномасштабного. Это тривиальное положение заслуживает, однако, специального упоминания в связи с нередко проявляемым стремлением к удешевлению ОФР — без сколь-нибудь обстоятельного анализа сопутствующих потерь в достоверности опробования. Признавая принципиальную пользу поисков возможных путей применения мелкомасштабных опытов (в частности, экспресс-опробований) при решении определенного круга задач, следует помнить о тех многочисленных примерах из практики, в которых дешевые изыскания оборачивались экономическими потерями при строительстве и эксплуатации инженерного сооружения. Именно эту логическую связь («дешевые» ОФР — ненадежные фильтрационные параметры — ошибочный геофильтрационный прогноз — экономические потери при эксплуатации) и имели в виду авторы, делая главный упор на кустовые опробования (откачки) как на основной метод оценки достоверных параметров при гидрогеологических изысканиях.

Увеличение масштабов гидрогеологических исследований все чаще приводит к необходимости изучения геофильтрационных процессов на крупных территориях регионального характера. При этом существенно повышается интерес к возможностям определения фильтрационных параметров путем обработки данных наблюдений за режимом подземных вод в условиях, не нарушаемых специальными гидродинамическими опробованиями. Такие *опытно-фильтрационные наблюдения* целесообразно рассматривать как одно из направлений ОФР, так как они тесно связаны с опытно-фильтрационными опробованиями и по постановке, и по методическим построениям. Поэтому, придавая решающее значение опытным опробованиям (особенно откачкам), авторы уделяли здесь определенное внимание и вопросам интерпретации опытно-фильтрационных наблюдений. Вместе с тем, вопросы постановки и комплек-

сирования различных видов опытно-фильтрационных работ (их состав, объем и последовательность выполнения) затрагивались лишь в той мере, в какой они связаны с проблемами интерпретации ОФР: более детальное рассмотрение их оправдано лишь при конкретно поставленных задачах ОФР в комплексе с другими видами гидрогеологических работ.

В области ОФР сейчас отмечается немало крайностей, возникновение которых во многом объясняется несоответствием между оптимистическими выводами формально-математических построений и скромными результатами их применения на практике. В дискуссиях между отдельными специалистами эти крайности нередко проявляются в противопоставлении значения практического опыта и теоретической подготовки или, того лучше, «здравого смысла» и математических основ интерпретации ОФР. Авторы старались придерживаться здесь ортодоксальной средней линии и тщательно сбалансировать физические и математические аспекты интерпретации ОФР — доброе побуждение, которым, несомненно, руководствовались и ранее; вместе с тем, с реализацией этого принципа связаны обычно основные трудности такого рода исследований, в чем читатель сможет убедиться и на примере данной работы.

Стремясь к более полному удовлетворению интересов специалистов различных категорий, авторы дифференцированно подходили к построению и стилю изложения различных частей работы. Если части I и II рассчитаны в основном на широкий круг гидрогеологов, то III предназначается для специалистов, работающих непосредственно в области теории геофильтрационных исследований.

Содержание работы распределено между авторами следующими образом: В. А. Мироненко — § 3 гл. 1, § 1, 2, 4 гл. 2, § 2 гл. 4, § 2—5 гл. 5, § 7 гл. 8, гл. 9 и гл. 10; В. М. Шестаков — § 1 гл. 1, § 3 гл. 2, § 1 гл. 3, § 1 гл. 4, § 1 гл. 5, гл. 6, гл. 7, § 1—5 гл. 8; остальные разделы написаны авторами совместно. Отдельные параграфы составлены с участием В. В. Антонова (§ 3 гл. 1, § 4 гл. 5, § 1 и § 2 гл. 9) и И. С. Пашковского (§ 2 гл. 1), а в § 3 и § 4 гл. 5 использованы материалы Б. В. Боревского; всем им авторы выражают свою признательность. С благодарностью восприняли авторы замечания и соображения Ф. М. Бочевера и М. В. Раца, высказанные при подготовке настоящей работы к публикации.

Сознавая сложность проблемы интерпретации ОФР и необходимость дальнейшего совершенствования этого важнейшего направления гидрогеологических исследований, авторы выражают надежду, что хотя бы часть недостатков данной монографии найдет свое отражение в последующих дискуссиях. Актуальность такого рода дискуссий обусловлена и появлением за последнее время ряда публикаций (в том числе монографического характера) по проблеме интерпретации ОФР, которые отталкиваются от принципиально иных построений, нежели предлагаемая работа. В частности, в печати все еще широко представлены исследования, делающие основной упор на формально-математический аппарат интерпретации, при практически полном игнорировании важнейших моментов гидрогеологической схематизации и диагностики ОФР. Это обстоятельство, несомненно, свидетельствует о серьезных расхождениях во взглядах специалистов-гидрогеологов на эффективные пути повышения качества исходной гидрогеологической информации, определяемой по результатам ОФР.

Все возможные советы и замечания по работе будут приняты авторами с вниманием и признательностью как подтверждение интереса читателей к рассмотренной здесь проблеме.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ
ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫХ РАБОТ

Опытно-фильтрационные работы, представляя собой по существу геофильтрационные исследования, требуют внимательного теоретического обоснования представлений о фильтрационных свойствах горных пород, принципов схематизации гидрогеологической обстановки и основных положений методики гидродинамического анализа. Поэтому гидрогеологу, занимающемуся опытно-фильтрационными работами, очень важно понимать исходные положения и допущения, закладываемые в теоретических принципах опытно-фильтрационных исследований.

Глава 1
ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

При изучении фильтрационных свойств горных пород для целей ОФР наиболее важными являются физические представления о проницаемости и емкости горных пород (особенно, относительно аномалий основного закона фильтрации и динамики емкостных параметров), а также о структуре фильтрационной неоднородности пород и пластов, в значительной степени влияющей на построение расчетных моделей геофильтрационных процессов.

§ 1. Основной закон фильтрации и проницаемость горных пород

Проницаемость характеризует способность породы (фильтрующей среды) к фильтрации; ее количественные характеристики следуют из закона фильтрации, связывающего расход фильтрационного потока с градиентами энергетических характеристик потока.

При фильтрации в порах и трещинах горных пород создается чрезвычайно сложная микроструктура потока, анализ которой на основании общих уравнений гидродинамики встречает исключительные трудности, практически исключающие возможность использования такого пути исследования. В связи с этим обоснование закономерностей фильтрации производится на основе применения представлений механики сплошной среды, позволяющей, исходя из рассмотрения статистически неупорядоченного потока в поровом пространстве, перейти к осредненному рассмотрению потока в непрерывном пространстве [6, 10, 23, 35]. При этом в качестве кинематической характеристики фильтрационного потока используется понятие скорости фильтрации v, представляющей собой отношение расхода потока к площади его поперечного сече-

ния. Величина v имеет размерность скорости, однако, по существу она является мерой расхода фильтрационного потока и не соответствует действительной скорости фильтрации, при определении которой в расчет принимается только площадь порового пространства, через которую осуществляется движение воды.

1.1. Основной закон фильтрации

Основной закон фильтрации связывает расход фильтрационного потока с величинами, характеризующими затраты энергии потока. Его структура устанавливается экспериментальным путем, хотя существуют попытки и теоретического подхода к решению этой задачи [33, 35].

В потоке постоянной плотности энергетической характеристикой является напор H [6, 36]. Поэтому закон фильтрации записывается обычно в виде зависимости скорости фильтрации от градиента напора. В качестве закона фильтрации, как правило, используется линейный закон Дарси, согласно которому скорость фильтрации v пропорциональна градиенту напора I:

$$v = kI, \tag{1.1}$$

где коэффициент пропорциональности k называется коэффициентом фильтрации и является важнейшим фильтрационным параметром. В анизотропной среде закон Дарси для скорости v_l в направлении l, совпадающем с одной из осей анизотропии, можно записать в следующей дифференциальной форме:

$$v_l = -k_l \frac{\partial H}{\partial l}, \tag{1.1а}$$

где k_l — коэффициент фильтрации в этом направлении. В общей форме проницаемость анизотропной среды может представляться тензором [33, 35], однако такая форма в силу своей сложности для практических целей не применяется.

Закон Дарси имеет очень широкую область применимости и по праву считается основным законом фильтрации. Вместе с тем (как для любого закона движения) должны существовать условия, при которых закон Дарси нарушается, причем имеют место верхняя и нижняя границы его применимости.

Верхняя граница применимости закона Дарси проявляется в породах высокой проницаемости при больших скоростях фильтрации. Природа ее связана с существенным проявлением инерционных и пульсационных сил, которые оказываются пропорциональными квадрату скорости фильтрации [35, 42]. Исходя из принципа независимости действия вязкого трения и инерционно-пульсационных сил, можно предполагать, что наиболее достоверной формой основного закона фильтрации в этом случае является двучленная зависимость вида

$$I = av + bv^2 = \frac{v}{k}(1 + \alpha v), \tag{1.2}$$

где $a = 1/k$ и $b = \alpha/k$ являются фильтрационными параметрами, причем k — коэффициент ламинарной (линейной) фильтрации, а α — коэффициент нелинейности фильтрации. Такая зависимость была рекомендована в качестве общего закона фильтрации Ж. Дюпюи и Ф. Форхгеймером. Она обоснована рядом теоретических и экспериментальных исследований [21, 35, 42]. Двучленная зависимость достаточно универсальна, поскольку она охватывает

предельные условия: наступление ламинарного режима при малых скоростях фильтрации (когда член bv^2 становится пренебрежимо малым по сравнению с av) и турбулентного режима при весьма больших скоростях фильтрации (когда можно пренебречь линейным членом по сравнению с квадратичным).

Имеется ряд предложений по выражениям параметров a и b для зернистых сред, в большинстве случаев использующих аналогию между течением в поровом пространстве и в эквивалентных трубках [42]. На основании таких соображений Ф. Энгелундом [49] для однородной зернистой среды были рекомендованы выражения

$$a = \alpha_0 \frac{(1-n)^3}{n^2} \cdot \frac{\nu}{gd^2}; \quad b = \beta_0 \frac{1-n}{n^3} \cdot \frac{1}{gd}, \tag{1.3}$$

где d — диаметр зерен, а параметры α_0 и β_0, по экспериментальным данным для круглых зерен, имеют значения $\alpha_0 = 780 - 1000$, $\beta_0 = 1{,}8 - 2{,}8$, а для зерен неправильной формы $\alpha_0 > 1500$, $\beta_0 > 3{,}6$. Поскольку $a = 1/k$, то выражая d через k, представим параметр нелинейности α в следующей форме:

$$\alpha = \frac{\beta_0}{\sqrt{\alpha_0}} \cdot \frac{1}{n^2\sqrt{1-n}} \cdot \sqrt{\frac{k}{\nu g}}. \tag{1.3а}$$

Сопоставляя экспериментальные данные для α_0 и β_0, можно видеть, что отношение $\beta_0/\sqrt{\alpha_0}$ меняется сравнительно мало и практически можно считать $\beta_0/\sqrt{\alpha_0} = 0{,}09$. Тогда представим выражение для параметра нелинейности в виде

$$\alpha = p\sqrt{\frac{k}{\nu g}}, \qquad p = \frac{0{,}09}{n^2\sqrt{1-n}}. \tag{1.4}$$

К аналогичному виду приводятся выражения для α и по другим рекомендациям для задания параметров двучленного уравнения. Так, из выражений для двучленной зависимости, предложенных С. Эргуном [42], в формуле (1.4) получается $p = 0{,}14/n^{3/2}$, по данным С. Ирмея [42] $p = 0{,}045/n^{3/2}$, по данным Дж. Уорда [57] $p = 0{,}55$. Для реальных значений пористости эти предложения приводят к близким результатам.

Влияние нелинейности закона фильтрации следует учитывать в том случае, если величина αv соизмерима с единицей. Следовательно, при допустимой погрешности в расчетах коэффициента фильтрации $\varepsilon_к$ критическая скорость фильтрации $v_{кр}$, определяющая верхнюю границу применимости закона Дарси, может быть получена из условия $\alpha v_{кр} = \varepsilon_k$ или

$$v_{кр} = \frac{\varepsilon_k}{\alpha} = \frac{\varepsilon_k}{p}\sqrt{\frac{\nu g}{k}}. \tag{1.5}$$

Соответственно, при $\alpha v \gg 1$ закон фильтрации приобретает квадратичный характер, соответствующий турбулентному режиму течения. Практически его можно считать справедливым при скорости $v_т$, определяемой из условий $\alpha v_т = \frac{1}{\varepsilon_k}$ или

$$v_т = \frac{1}{\alpha\varepsilon_k} = \frac{1}{p\varepsilon_k}\sqrt{\frac{\nu g}{k}}. \tag{1.6}$$

Расчеты величин $v_{кр}$ и $v_т$ показывают, что нарушения линейного закона фильтрации могут иметь место лишь в высокопроницаемых породах в зоне резкой интенсификации фильтрационного потока, т. е. в условиях, встречающихся в гидрогеологической практике довольно редко; наступление же турбулентного режима для натурных условий вообще нереально. Поэтому необходимость использования двучленного закона фильтрации возникает сравнительно редко и в каждом случае требует специального обоснования.

При малых скоростях фильтрации, характерных для слабопроницаемых пород, могут проявляться аномалии фильтрационного течения, которые связаны с влиянием сил молекулярного взаимодействия воды и породы, обусловливающих вязко-пластический характер течения [4, 25, 55]. При этом возникает даже начальный градиент течения I_0, за пределами которого (при $I < I_0$) вязкое течение вообще отсутствует. Расчеты на основании простейшей геометрической модели грунта показывают [36], что в глинистых породах значения I_0 могут быть довольно значительными, так что при изучении фильтрации в разделяющих слоях проявления вязко-пластического течения требуют, по-видимому, тщательного анализа. Заметим, что природа фильтрационных аномалий при ультрамалых скоростях фильтрации еще встречает весьма различные толкования, причем имеются и негативные данные о реальном проявлении начального градиента фильтрации [28, 47].

Анализируя нарушения закона Дарси, можно сделать вывод о том, что их области имеют относительно локальный характер по сравнению с областью применимости этого закона. Поэтому в дальнейших гидродинамических построениях за основу принимается, как правило, закон Дарси, а случаи его нарушения будут специально оговариваться.

1.2. Проницаемость горных пород

Связь проницаемости со свойствами жидкости и геометрией пористой среды покажем на простейшей ее модели в виде пучка капиллярных трубок одинакового радиуса $r_т$. Выражая расход в такой трубке по формуле Пуазейля [36], найдем далее выражение для скорости фильтрации в такой системе:

$$v = \frac{g\chi n r_т^2}{8\nu} I, \tag{1.7}$$

где χ — коэффициент извилистости, учитывающий сложный геометрический характер пористой среды. Сопоставляя выражение (1.7) с законом Дарси (1.1), найдем выражения для коэффициента фильтрации применительно к принятой модели строения пористой среды

$$k = \frac{\chi n r_т^2}{8\nu}. \tag{1.8}$$

Выражение (1.8) можно записать в виде

$$k = \frac{g}{\nu}\overline{k}, \quad \overline{k} = \frac{\chi n r_т^2}{8}. \tag{1.9}$$

Величина $\overline{k}$ называется коэффициентом проницаемости. Согласно выражению (1.9) она не определяется только геометрией порового пространства и не зависит от гидродинамических свойств фильтрующих жидкостей. Однако это не значит, что величина $\overline{k}$ оказывается неизменной при фильтрации различных жидкостей, поскольку при физико-химическом взаимодействии жидкости

и породы может происходить существенное переформирование структуры порового пространства. В частности, проницаемость породы может значительно изменяться при различной минерализации фильтрующей воды [14, 17].

Размерность $\overline{k}$ в физической системе единиц — см^2. Более употребительной единицей проницаемости является Дарси (Д). Она представляет собой проницаемость такой среды, в которой при перепаде гравитационного потенциала 0,1 мПа/см и при коэффициенте вязкости, равном 1 сП, — скорость фильтрации будет равна 1 см/с. Сопоставляя коэффициент проницаемости в смешанной и физической системе, можно показать, что 1Д $\cong 10^{-8}$ см^2. Для воды коэффициент проницаемости, выражаемый в Дарси, близок к коэффициенту фильтрации, выражаемому в м/сут.

Для использования связи между проницаемостью и геометрией пористой среды реальных пород целесообразно заменить в выражении (1.8) радиус поровой трубки $r_т$ на удельную поверхность S скелета породы (в единичном объеме). Поскольку для принятой модели $S = 2n/r_т$, то формула (1.8) примет вид

$$k = \frac{g\chi n^3}{2\nu S^2}, \tag{1.10}$$

впервые предложенный И. Козени; поправку на извилистость ввел П. Карман [33, 35, 42]. Для песчаных пород величину S можно найти по данным гранулометрического состава, полагая, что все зерна песка имеют шаровую форму. Тогда поверхность частиц i-й фракции будет

$$S_i = \pi d_i^2 \xi_i, \tag{1.10а}$$

где ξ_i — число частиц i-й фракции со средним диаметром зерен d_i. Определяя ξ_i как отношение содержания частиц i-й фракции в единице объема породы к объему частицы, получим

$$S = \frac{6(1-n)}{d_э}, \quad \frac{1}{d_э} = \sum_1^{r_1} \frac{\Delta g_i}{d_i}. \tag{1.11}$$

где $d_э$ — эффективный диаметр песка; Δg_i — удельное содержание i-й фракции (в долях единицы от общего содержания); r — количество фракций.

Существует еще несколько предложений по определению коэффициента фильтрации песков по их гранулометрическому составу или основанных на развитии модели Козени, или имеющих сугубо имперический характер, наиболее широко представлены зависимости, имеющие форму

$$k = Nd_э^2, \tag{1.12}$$

где $d_э$ — эффективный диаметр зерен песка; N — фактор пористости. Впервые такую формулу предложил А. Хазен [35, 42], рекомендовавший принимать $d_э = d_{10}$. И. И. Зауербрей на основании лабораторных данных пришел к выводу [9], что правильнее принимать $d_э = d_{17}$.

У. Кромбейн и Г. Монк [54] в своих лабораторных исследованиях, исходя из представлений о логнормальном распределении диаметров зерен песка, принимали в качестве основных геометрических параметров породы среднегеометрический диаметр d_{50} и среднеквадратичное отклонение σ_φ величины $\varphi = \log_2 d$. Проведя опыты со смесями фракций флювиогляциального песка,

в которых варьировались значения d_{50} и σ_Φ при постоянной пористости ($n \cong$ $\cong 0{,}4$), они получили формулу

$$k = 760 d_{50}^2 \cdot e^{-1{,}31\sigma_\Phi}, \tag{1.13}$$

где k — выражено в дарси, а d_{50} — в мм. Учитывая принятый логнормальный характер распределения фракций, Т. В. Орехова показала, что формула (1.13) может быть приведена к виду

$$k = 640 d_{17}^2, \tag{1.13а}$$

что свидетельствует о выборе в качестве эффективного диаметра значения d_{17}.

На основании большого экспериментального материала, включая и данные опытных откачек, В. Байер и К. Швайгер предлагают [44, 46] использовать выражение (1.12), причем для определения пористости p и фактора пористости N ими приводятся графики зависимости этих величин от коэффициента неоднородности d_{60}/d_{10} при различной плотности сложения песков. По этим данным Т. В. Ореховой построен график зависимости $N\,(n,\ d_{60}/d_{10})$, приведенный на рис. 1. Ш. Г. Милихикер [20] использовал уравнение множественной связи коэффициента фильтрации, определяемого по данным опытных откачек, с фракционным составом песка, для различных фаций аллювия.

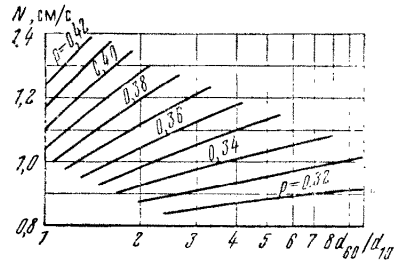


Рис. 1. График для определения параметра N в формуле (1.12), построенный по данным Байера — Швайгера при $p = n$

Сопоставление разных форм задания эффективного диаметра выражения (1.12) с лабораторными данными показывает [53], что предпочтительным является задание величины $d_э$ согласно (1.11), поскольку при этом обеспечивается наибольшая теснота связи выражения (1.12) с экспериментальными данными.

Существенное значение для таких зависимостей имеет обоснованное введение коэффициента извилистости. Предлагается [33] определять коэффициент извилистости по соотношению удельного электрического сопротивления воды ρ и водонасыщенной породы $\rho_п$, принимая, что

$$\chi = \frac{1}{n} \cdot \frac{\rho}{\rho_п}. \tag{1.14}$$

Однако более реально рассматривать его как эмпирическую величину, устанавливаемую для каждого типа песков. В частности, на основании анализа экспериментального материала, приведенного в работах [9, 53], можно рекомендовать принимать значения $\chi \cong 0{,}5$.

Представления о связи проницаемости скальных пород с геометрией трещиноватости, исходя из гидравлики течения в отдельной трещине, могут быть получены лишь при весьма упрощенных сведениях о структуре трещиноватости.

Для ламинарного течения исходной является формула Буссинеска, согласно которой средняя скорость течения $v_т$ в плоской щели толщиной δ при градиенте напора I будет

$$v_т = \frac{g^2}{12\nu} I. \tag{1.15}$$

Рассматривая ламинарное течение в равномерной системе одинаковых трещин, Е. С. Ромм [32], получил следующее выражение коэффициента проницаемости трещинной среды:

$$\overline{k} = A \cdot n_{\text{т}} \cdot \delta^2, \tag{1.16}$$

где $n_{\text{т}}$ — трещиноватость; A — числовой коэффициент, зависящий от взаимной ориентации трещин, причем $A = 1$ для одинаково ориентированных систем трещин и $A = 0{,}5$ для хаотичных трещин. Для систем трещин различных размеров, фиксируемых по шлифам, Е. С. Ромм предлагает выражение

$$\overline{k} = B \frac{\sum_{i=1}^{N} b_i^3 l_i}{\sum_{i=1}^{N} S_i}, \tag{1.17}$$

где S_i — площадь шлифа; l_i — длина следов на шлифе; N — количество опробуемых шлифов; B — коэффициент, зависящий от системы трещиноватости, причем для системы горизонтальных трещин $B = 3{,}42 \cdot 10^6$, а для хаотической трещиноватости $B = 1{,}71 \cdot 10^6$; при этом величина k выражена в дарси. Приведенные Е. С. Роммом определения $\overline{k}$ по формуле (1.17) и лабораторным опробованиям кернов дали сопоставимые результаты, однако есть данные, свидетельствующие о значительных погрешностях таких расчетов. По-видимому, такие определения могут быть реальными только для сравнительно однородных микротрещиноватых пород, в которых расстояние между трещинами значительно меньше размеров образца. Для макротрещиноватых пластов такие построения вообще теряют практический смысл. Для оценки влияния сжимаемости пород на их проницаемость принимается экспоненциальная зависимость [7, 23]:

$$k = k^0 e^{-\alpha_k p}, \quad \alpha_k = \xi \cdot a_v, \tag{1.17а}$$

где p — давление в породе; a_v — коэффициент сжимаемости (компрессии). Величина ξ зависит от строения породы, причем рекомендуются значения: для несцементированных песков — $\xi = 4$, для песчаников — $\xi = 4 - 24$ (бóльшие значения соответствуют бóльшей плотности породы); весьма существенно меняется ξ в зависимости от содержания в породе глинистых частиц.

§ 2. Емкость водоносных пластов

Емкостные свойства горных пород отражают их способность к водоотдаче или водонасыщению в процессе нестационарной фильтрации, которая реализуется либо путем изменения степени заполнения пор и трещин водой либо в результате изменения порового объема водоносных горных пород и плотности воды при упругих или упруго-пластических деформациях сжатия — растяжения. Соответственно, в первом случае говорят о свободной (гравитационной) емкости, а во втором — об упругой емкости горных пород.

Рассмотрим емкостные параметры отдельно для безнапорных пластов, где преобладает гравитационная емкость, и для напорных пластов, где емкость имеет упругий характер.

2.1. *Гравитационная емкость горных пород*

В безнапорных пластах при нестационарном режиме происходят колебания свободной поверхности потока, приводящие при снижении уровней к осушению пласта, а при повышении уровней — к его насыщению. Для характеристики этого процесса используется величина коэффициента гравитационной емкости пласта μ, представляющего собой изменение количества воды в порах при колебаниях свободной поверхности, отнесенное к объему грунта в пределах зоны колебания. По балансовой сущности величина μ — это изменение емкости гравитационной зоны ΔV_0 в единичном элементе безнапорного пласта (т. е. в элементе с единичной площадью поперечного сечения), отнесенное к изменению уровня свободной поверхности потока $\Delta H_{\text{сп}}$:

$$\mu = \frac{\Delta V_0}{\Delta H_{\text{сп}}}. \tag{1.18}$$

При опускании свободной поверхности μ соответствует коэффициенту водоотдачи $\mu_{\text{в}}$, а при повышении свободной поверхности — коэффициенту недостатка насыщения $\mu_{\text{н}}$. Балансовая структура величин $\mu_{\text{в}}$ и $\mu_{\text{н}}$ представляется следующими формулами:

$$\mu_{\text{в}} = n - w_{\text{з. в}} - w_{\text{ст}}, \quad \mu_{\text{н}} = n - w_{\text{з. в}} - w_{\text{е}}, \tag{1.19}$$

где n — активная пористость грунта; $w_{\text{ст}}$ — влажность стыковой воды (в углах пор); $w_{\text{е}}$ — влажность грунта под свободной поверхностью; $w_{\text{з. в}}$ — относительное объемное содержание защемленного воздуха и иммобилизованной воды.

Величина μ существенным образом зависит от физико-механического состава и литологического строения горных пород. Для песчаных пород (при $\mu_{\text{в}} > 0{,}15$) П. А. Бецинский [3] предлагает эмпирическую формулу

$$\mu_{\text{в}} = 0{,}117 \sqrt[7]{k}, \tag{1.20}$$

где k принимается в м/сут.

Вместе с тем Б. Кожерский [52] считает, что зависимость $\mu_{\text{в}}$ от k даже для песков не всегда выражается достаточно четко.

Для пылеватых и глинистых песков, а также торфов ориентировочно можно считать $\mu = 0{,}05 \div 0{,}1$; для супесчано-суглинистых отложений характерны значения $\mu = 0{,}02$—$0{,}05$.

Формирование гравитационной емкости представляет собой довольно сложный динамический процесс, поскольку при нестационарной фильтрации происходит переформирование капиллярной зоны, связанное с необходимостью передачи воды из верхней ее части на свободную поверхность гравитационной зоны. Так, при понижении уровня капиллярная зона в начальный период постепенно растягивается, а при достаточно длительном равномерном снижении уровня наступает динамическое равновесие капиллярной зоны, когда эпюра влажности по ее высоте не изменяется, а лишь опускается параллельно самой себе со скоростью опускания свободной поверхности. Этот процесс приводит к тому, что в начальный период нестационарного режима водоотдача имеет замедленный характер, так что коэффициент водоотдачи в данный период постепенно увеличивается, достигая своего предельного значения при стабилизации формы эпюры влажности в капиллярной зоне (рис. 2).

Количественные закономерности динамики водоотдачи изучены пока довольно слабо и главным образом для песчаных грунтов. Впервые эти процессы рассмотрены в опытах Кинга [27] по дренированию песка в высоких колоннах, причем было показано, что основные изменения водоотдачи в песках происходят сравнительно быстро (в течение нескольких часов или суток), после чего длительное время продолжается стекание воды из капиллярной зоны (в опытах Кинга за 2,5 года не было достигнуто полного дренирования колонны).

Зависимость коэффициента водоотдачи от скорости опускания уровня была установлена Е. С. Марковым [16], проводившим опыты с дренированием песка (k = 23 м/сут) в лотке высотой 60 см, в различных частях которого были установлены дрены. В диапазоне скоростей понижения свободной поверхности воды $v_{сп}$ = 0,025 м/сут — 6 м/сут. По этим опытам была получена зависимость

$$\mu_в = 0{,}075 v_{сп}^{-2/3}. \qquad (1.21)$$

Однако эти данные трудно обобщить, поскольку они могут быть справедливы только для принятой в модели схемы дренирования и соответствующего характера формирования

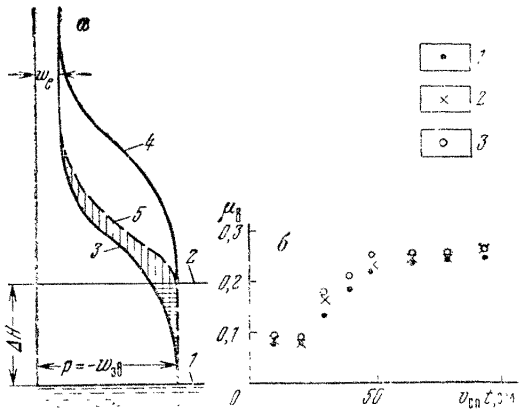


Рис. 2. Графики динамики гравитационной емкости:

а — динамика влажности в капиллярной зоне (*1* и *2* — исходное и текущее положение уровня свободной поверхности; *3* — исходная эпюра влажности; *4* — стационарная эпюра влажности при текущем положении уровня; *5* — текущая эпюра влажности); *б* — экспериментальные данные [24] по динамике коэффициента водоотдачи в мелкозернистом песке (*1* — $v_{сп}$ = 0,2 см/мин; *2* — $v_{сп}$ = 0,33 см/мин; *3* — $v_{сп}$ = 0,67 см/мин)

фильтрационного потока. Затруднения вызывает и трактовка данных опытов из-за недостаточно подробного их описания.

Б. М. Живовой [8] проведены опыты по выявлению динамики водоотдачи в колонне с мелкозернистым песком (k = 16 м/сут, $h_к$ = 35 см) при различной высоте колонны и скорости дренирования. По характеру опытов предполагается наличие зависимости относительной водоотдачи $\bar{\mu}_в$ (по отношению к полной) от скорости опускания уровня $v_{сп}$.

$v_{сп}$, см/мин	0	0,1	0,5	1	2	5
$\bar{\mu}_в$	1	0,6—0,65	0,45—0,5	0,35—0,4	0,25—0,3	0,12—0,15

В этих опытах (в связи с их специфической мелиоративной направленностью) было задано начальное полное насыщение песка (до поверхности лотка или колонны), которое не характерно для условий опытно-фильтрационных работ. Поэтому такие материалы могут использоваться только для качественных представлений.

О. Н. Носовой [27] отмечена также зависимость предельной величины $\mu_в$ от градиента напора $I_{сп}$ у свободной поверхности. Для однородных песков на основании экспериментальных данных она рекомендует задавать относительный коэффициент водоотдачи $\bar{\mu}_в = \mu_в/\mu_в^0$ (где $\mu_в^0$ — предельное значение $\mu_в$ при $I_{сп} \to 0$) по следующим данным: $\bar{\mu}_в$ = 0,8 + 0,9 при $I_{сп}$ = 0,001—0,01 и $\bar{\mu}_в$ = 0,7—0,8 при $I_{сп}$ = 0,01—0,1.

Расчетную схему динамики водоотдачи предложил Н. Боултон [45]. Он считал, что, если рассматривается период времени t от начала снижения уровня воды, то объем dV_0, попадающий за счет водоотдачи на свободную

поверхность при бесконечно малом понижении dS в момент времени $\tau < t$, представляется зависимостью

$$dV_0 = \alpha\mu e^{-\alpha(t-\tau)}\, dS, \tag{1.22}$$

где $\mu_{\text{д}}^{\infty}$ — предельное значение коэффициента водоотдачи; α — коэффициент запаздывания с размерностью, обратной времени; величину $1/\alpha$ Н. Боултон назвал индексом запаздывания. Соответственно, расход потока v_μ, поступающий в единичный элемент потока за счет водоотдачи, определится выражением

$$v = \alpha\mu \int_0^t \frac{\partial S}{\partial \tau} e^{-\alpha(t-\tau)}\, d\tau. \tag{1.23}$$

Н. Боултон не предложил физического обоснования выражения закона переменной водоотдачи и рекомендовал его только на том основании, что применение этого выражения позволяет согласовать теоретическое решения с реальным характером снижения уровней при откачках.

Наиболее простую из возможных расчетных схем для анализа динамики водоотдачи (или насыщения) получим при замене реальной капиллярной зоны эффективной капиллярной «каймой» высотой $h_{\text{к}}$, в пределах которой принимается полное водонасыщение, а проницаемость соответствует некоторому коэффициенту фильтрации $k_{\text{к}}$. Тогда скорость фильтрации через капиллярную «кайму» $v_{\text{к}}$ и баланс потока на ее поверхности запишутся уравнениями

$$v_{\text{к}} = \frac{k_{\text{к}}}{h_{\text{к}}}(S_0 - S_{\text{к}}) = \mu \frac{dS_{\text{к}}}{dt}, \tag{1.24}$$

где S_0 и $S_{\text{к}}$ — понижения уровней свободной поверхности и капиллярной «каймы». Из решения этого уравнения получим, что

$$v_{\text{к}} = \alpha\mu \int_0^t \frac{dS_0}{d\tau} e^{-\alpha(t-\tau)}\, d\tau, \tag{1.25}$$

а поскольку величина $v_{\text{к}}$ в этой схеме равна скорости вертикального водообмена на свободной поверхности v_μ, то система уравнений при $\alpha = k_{\text{к}}/h_{\text{к}}$ оказывается идентичной предложенному Н. Боултоном выражению (1.23) для динамики водоотдачи.

Из экспериментальных данных по определению водоотдачи, полученных Н. Моркосом [24] в колонне с однородным мелкозернистым песком фракции 0,1—0,25 мм с коэффициентом фильтрации $k = 15$ м/сут и $h_{\text{к}} = 0{,}4$ м, следует, что система уравнений (1.24) хорошо описывает динамику водоотдачи. При этом только расчетный коэффициент фильтрации капиллярной «каймы» $k_{\text{к}}$ и параметр α оказываются существенно зависящими от скорости опускания уровня. В результате обработки опытов Н. Моркоса эту зависимость можно представить следующими данными:

$v_{\text{сп}}$, м/сут	0,1	0,4	3	7
$k_{\text{к}}/k$	0,004	0,013	0,11	0,21

Согласно этим данным, величина $k_{\text{к}}$ изменяется примерно пропорционально $v_{\text{сп}}$. Поэтому

$$k_{\text{к}} = \varkappa k v_{\text{сп}}, \tag{1.26}$$

где параметр $\varkappa$ сравнительно слабо зависит от скорости опускания свободной поверхности (для мелкозернистого песка $\varkappa \cong 0{,}04$ сут/м).

Наличие такой зависимости приводит к тому, что изменчивость водоотдачи в большей мере обусловливается величиной понижения уровня, а ее зависимость от времени оказывается существенно различной для разных скоростей понижения уровня (см. рис. 2). При постоянной скорости снижения свободной поверхности ($S_0 = v_{сп}t$ и $v_{сп} = \text{const}$) решение уравнения (1.24) дает следующее выражение для расчетного коэффициента «текущей» водоотдачи μ_t:

$$\bar{\mu} = \frac{\mu_t}{\mu} = \frac{v_к}{v_{сп}} = 1 - \exp\left(-\frac{k_к t}{h_к \mu}\right). \tag{1.27}$$

Для оценки условия стабилизации водоотдачи, учитывая соотношение (1.26), запишем выражение (1.27) в виде

$$S_0 = \frac{\mu h_к}{\varkappa k} \ln \frac{1}{1-\bar{\mu}}. \tag{1.27а}$$

В частности, задавая $\bar{\mu} = 0{,}8$ и $\varkappa = 0{,}04$ сут/м, получим, что в мелкозернистых песках (при $k = 10$ м/сут, $\mu = 0{,}2$, $h_к = 0{,}4$ м) стабилизация водоотдачи происходит при снижении уровня свободной поверхности на 0,3 м, а в супесях (при $k = 0{,}5$ м/сут, $\mu = 0{,}1$, $h_к = 1$ м) на 8 м. Таким образом, значимость динамики водоотдачи по этим данным оказывается весьма существенной.

Условность модели капиллярной каймы предопределяет целесообразность использования более сложных расчетных моделей для описания динамики капиллярной зоны. Одна из таких моделей представляется системой изолированных капиллярных трубок, распределение которых устанавливается в соответствии с зависимостями коэффициента влагопереноса k_w и высоты всасывания ψ от влажности w. В такой расчетной модели, переходя к бесконечно малым капиллярам, получим закон изменения коэффициента водоотдачи в пределах капиллярной зоны:

$$\mu(t) = \frac{1}{v_{с.п}} \int_{w_0}^{n} \frac{dh_{к.т}}{dt} dw, \tag{1.28}$$

где w_0 — доля неподвижной влаги; $h_{к.т}$ — высота воды в капиллярной трубке; $v_{с.п}$ — скорость снижения уровня. Зная зависимость $v_{к.т} = dh_{к.т}/dt$ от параметров капиллярной зоны, можно получить закон изменения $\mu(t)$. Как показывает анализ, проведенный И. С. Пашковским, с некоторым приближением закон изменения $v_{к.т}$ может быть представлен в виде:

$$v_{к.т} = v_{с.п}\left[1 - \exp\left(-0{,}08\frac{k_w^2 t}{\psi v_{с.п}}\right)\right]. \tag{1.29}$$

Для оценки длительности переходного периода в капиллярной зоне примем следующие зависимости:

$$k\bar{w} = kw^4, \quad \psi = 2h_к(1-\bar{w}), \quad \bar{w} = \frac{w - w_0}{n - w_0}, \tag{1.29а}$$

где $h_к$ — приведенная высота капиллярной зоны. Численное вычисление интеграла (1.29) при принятых зависимостях показывает, что относительный

коэффициент водоотдачи $\bar{\mu}$ (по отношению к предельному) может быть представлен следующими данными в зависимости от безразмерной величины $\xi = \frac{k^2 t}{h_к v_{сп}}$.

ξ	0	10	100	10^3	10^4	10^5	10^6	10^7
$\bar{\mu}$	0	0,26	0,43	0,56	0,67	0,79	0,81	0,85

Время достижения определенной доли водоотдачи, по этим данным, можно получить из соотношения

$$t = \xi \frac{h_к v_{сп}}{k^2}, \tag{1.30}$$

где значение ξ находится по приведенным выше данным, согласно (1.30). Длительность формирования водоотдачи существенно зависит от коэффициента фильтрации. Так, для песков с коэффициентом фильтрации 10 м/сут и $h_к = 0{,}1$ м при скорости снижения уровня 0,01 м/сут для оценки водоотдачи с точностью 20% требуется время порядка 0,6 сут; при тех же условиях для супесей с $k = 1$ м/сут и $h_к = 1$ м этот период составляет 600 сут.

Анализ более сложных моделей, основанных на решении дифференциальных уравнений влагопереноса в зоне аэрации [47], дает результаты, качественно согласующиеся с приведенными выше оценками.

Существенное влияние на характер водоотдачи оказывает гетерогенность пород, особенно наличие в них макропор и трещин. В гетерогенных породах проницаемые зоны, макропоры и трещины являются основными водопроводящими путями, несмотря на то, что их объемное содержание в породе сравнительно мало. Слабопроницаемые блоки или агрегаты породы характеризуются значительно меньшей проницаемостью, но при этом в основном определяют емкость породы. В процессе осушения таких пород можно выделить два этапа. Первый этап осушения связан с изменением водосодержания трещин и макропор. Для него характерны низкие значения μ (порядка сотых долей единицы), его продолжительность определяется структурой и свойствами пород. После этого наступает второй этап, когда водоотдача определяется изменением влагосодержания всего объема породы. Время наступления второго этапа может составлять 1—10 сут и более, его приближенно можно оценить неравенством

$$t > 10\mu l_б^2 / k_б h_к,$$

где $l_б$ — характерный размер блоков; $k_б$ — коэффициент фильтрации блоков. Вместе с тем при осушении гетерогенных пород может настолько ухудшаться связь между блоками, что полное их осушение будет исключено.

При подъеме свободной поверхности может происходить защемление воздуха, приводящее к уменьшению потенциальной водоемкости породы, причем объем защемленного воздуха в гетерогенных породах может быть соизмерим с гравитационной емкостью. Несмотря на существенное влияние воздуха, насыщение гетерогенных пород происходит значительно быстрее, чем их осушение.

Из приведенных представлений можно сделать вывод о том, что динамика гравитационной емкости формируется сложно и ее дальнейшее изучение имеет большое значение.

2.2. Упругая емкость горных пород

При рассмотрении упругой емкости горных пород исходят из основного принципа подземной гидростатики [23], согласно которому полное напряжение по любой площадке в водоносной горной породе рассматривается как сумма напряжения в минеральном скелете $\sigma_э$ (эффективное напряжение) и гидростатического напряжения во внутрипоровой жидкости $\sigma_н$ (нейтральное напряжение). Для условий одномерной деформации горных пород из этого принципа вытекает известное соотношение [23]:

$$\Delta\sigma_н = \gamma S \approx -\Delta\sigma_э, \tag{1.31}$$

где $\Delta\sigma_э$ — приращение эффективных сжимающих напряжений в пласте при снижении напора в нем на величину S. Равенство (1.31) выполняется для напорных пластов практически точно, если предположить, что вышележащая толща подобна гибкой плите и не оказывает сопротивления деформированию. Это предположение будет достаточно приемлемым, если поперечные размеры «плиты», т. е. размеры области изменения нейтрального давления (напора), заметно превышают ее толщину, т. е. мощность перекрывающей толщи (M). При малых размерах депрессионной воронки, пока радиус ее не превысит в несколько раз величину M, имеет место «эффект жесткости» кровли [13], поэтому дополнительная нагрузка на водоносный пласт со стороны вышележащих пород оказывается заметно меньше, чем изменение нейтрального давления (γS).

Формула (1.31) свидетельствует о том, что снижение напора должно вызывать сжатие водоносного пласта. Кроме того, снижение гидростатического давления приводит у упругому расширению воды в пласте. Оба эти процесса должны сопровождаться оттоком «излишней» жидкости к контурам разгрузки. Высвобождающиеся таким образом запасы воды называются упругими (в отличие от гравитационных), а соответствующий динамике этих запасов режим фильтрации получил название упругого. Если считать, что деформация сжатия пласта протекает практически одновременно с изменениями напоров и идет только в вертикальном направлении (компрессия), а связь между деформациями и напряжениями линейна *, то справедливы соотношения

$$d\varepsilon = d\left(\frac{n}{1-n}\right) = \frac{d\,(V_п n)}{V_п\,(1-n)} = -a_с\,d\sigma_э = a_с\,d\sigma_н = a_с\gamma\,dS, \tag{1.32}$$

где $V_п$ — деформируемый объем водоносной породы; $a_с$ — коэффициент сжимаемости породы, а объем минеральных зерен $V_п\,(1-n)$ предполагается неизменным в процессе деформирования в связи с весьма ограниченной сжимаемостью материала минерального скелета.

Изменение давления $\sigma_н$ вызывает также изменение плотности жидкости; согласно закону Гука для воды

$$E_в\frac{d\gamma}{\gamma} = d\sigma_н = \gamma\,dS, \tag{1.33}$$

где $E_в$ — модуль упругости воды ($E_в \approx 2{,}2\cdot 10^9$ Па).

---

* Условно можно говорить об упругой деформации.

Поскольку масса воды G в пределах объема породы $V_п$ равна $\gamma n V_п$, то, с учетом (1.32),

$$\frac{dG}{V_п} = n d\gamma + \gamma \frac{d(nV_п)}{V_п} = \left[\frac{n}{E_в}\gamma + a_c(1-n)\gamma\right] d\sigma_н. \tag{1.34}$$

Отсюда имеем выражение для изменения объема воды V в рассматриваемом объеме породы:

$$\frac{dV}{V_п} = \frac{dG}{\gamma V_п} = (1-n)\left(\frac{\varepsilon}{E_в} + a_c\right)\gamma\, dS = \eta^*\, dS, \tag{1.35}$$

где

$$\eta^* = \frac{\gamma}{1+\varepsilon}\left(a_c + \frac{\varepsilon}{E_в}\right). \tag{1.36}$$

Первое слагаемое в выражении (1.36) отражает роль сжимаемости горной породы, второе — роль упругого расширения воды. Подчеркнем еще раз, что при выводе формулы (1.36) предполагалась синхронность сжатия породы и изменения напора в данной точке. На самом деле, всегда имеет место то или иное отставание деформации водоносных пород от вызвавших их изменений нейтрального давления (напора) как в силу отмеченного выше эффекта жесткости пород кровли, так и вследствие реологических свойств водоносных пород.

Из (1.36) следует, что величина η^* представляет собой изменение объема жидкости в единице объема породы при единичном изменении напора. Эту величину, характеризующую упругие запасы воды в породе, будем, по В. П. Щелкачеву [37], называть коэффициентом упругоемкости горной породы.

Анализ данных компрессионных и опытно-фильтрационных опробований показывает, что при небольших глубинах (10—50 м) для песчаных пород можно ориентировочно принимать $\eta^* = 0{,}007/z$, где z — средняя глубина пласта, а для глинистых пород $\eta^* = (4 \div 7)\cdot 10^{-4}$ 1/м. Для глубин порядка 50—200 м ориентировочные значения η^* составляют: $(0{,}5 \div 2)\cdot 10^{-4}$ 1/м — для песков, $(1 \div 4)\cdot 10^{-4}$ 1/м — для глинистых и алевритовых пород, $(0{,}3 \div 1{,}0)\cdot 10^{-4}$ 1/м— для песчаников и алевролитов, $(3 \div 5)\cdot 10^{-4}$ 1/м— для мела, $(1 \div 4)\cdot 10^{-4}$ 1/м— для известняков и мергелей. Для сравнительно глубоких водоносных горизонтов (несколько сотен метров) рекомендуется [26, 37] принимать $\eta^* = 10^{-5} \div 10^{-6}$ м$^{-1}$, однако отклонение от этих цифр как в бо́льшую (для пористых пород), так и в меньшую (для трещиноватых пород) сторону могут достигать одного — двух порядков.

Определяющим фактором в величине коэффициента упругоемкости обычно служит сжимаемость горной породы. В самом деле, коэффициенты сжимаемости большей части горных пород на глубинах до нескольких сотен метров обычно на порядок и более превышают коэффициенты сжимаемости воды; исключением в этом плане могут являться лишь слаботрещиноватые скальные породы, сжимаемость которых может быть соизмеримой с сжимаемостью воды.

В первом приближении коэффициент сжимаемости пористых горных пород может быть определен по результатам компрессионных испытаний непарушенных образцов этих пород. Такие испытания должны проводиться в диапазонах нагрузок, отвечающих условиям последующих гидрогеологических прогнозов. Кроме того, при лабораторных определениях отмечена заметная разница в оценках сжимаемости для различных режимов нагружения образцов: коэффициенты сжимаемости ($a_c^г$), полученные по схеме загружения путем

всестороннего гидростатического обжатия образца, оказываются существенно выше, чем результаты стандартных компрессионных испытаний ($a_c^к$), которые более правильно имитируют пластовые условия.

Для оценки этих расхождений рекомендуется зависимость [2]:

$$a_c^к = \frac{1+\nu}{3(1-\nu)} a_c^г, \tag{1.37}$$

где ν — коэффициент Пуассона. Отсюда видно, что при $\nu = 0{,}25 \div 0{,}3$ (сцементированные водоносные породы) величина $a_c^к$ составляет лишь около половины от величины $a_c^г$, в то время как для песчано-глинистых пород ($\nu \approx 0{,}5$) их значения близки друг к другу.

Расхождения величин $a_c^к$ и $a_c^г$ объясняются тем, что изменение общего и нейтрального давлений не эквивалентны: первые вызывают изменения как нормальных, так и касательных составляющих эффективных напряжений, а вторые сказываются лишь на их нормальных составляющих.

Для глубин, превышающих 500—1000 м, значения коэффициентов упругоемкости обычно существенно зависят от сжимаемости как породы, так и воды. Более того, в этом случае заметную роль играет и сжимаемость самих минеральных зерен [7, 26]. Некоторые частные значения коэффициентов сжимаемости нефтяных коллекторов приведены, например, в работе [26]. Все они имеют порядок 10^{-10} Па$^{-1}$, что совпадает с порядком коэффициента сжимаемости воды.

Специфическими оказываются параметры упругоемкости пластов, содержащих сильно газированные жидкости, вследствие повышенной сжимаемости последних.

В целом важно предостеречь от попыток определения коэффициентов упругоемкости по аналогии: для одних и тех же литологических разностей этот параметр может изменяться очень заметно в зависимости от широкого круга факторов. Вместе с тем, лабораторные компрессионные испытания могут оказаться весьма полезным методом ориентировочного определения коэффициентов упрогоемкости пористых пород. Из многочисленных экспериментов такого рода известно, что сжимаемость глинистых, а также некоторых других, относительно водоупорных, пород вполне соизмерима со сжимаемостью водоносных пород, а нередко, особенно для приповерхностных комплексов, даже заметно превышает ее. Отсюда следует, что породы смежных с водоносным горизонтом относительно водоупорных слоев могут содержать большие упругие запасы воды, вполне соизмеримые с упругими запасами самих водоносных пластов. Например, на Южно-Белозерском железорудном месторождении бо́льшая часть водопритоков к мощной дренажной системе (порядка 3000 м^3/ч) определялась поступлением воды не из основного водоносного пласта (бучакские пески), а из смежного с ним пласта относительно водоупорных ($k = 0{,}001$ м/сут) меловых пород [22]: коэффициент упругоемкости мелов измерялся здесь цифрой порядка $2 \cdot 10^{-4}$ 1/м, а для песков — порядка $0{,}3 \cdot 10^{-4}$ 1/м (при глубине залегания пластов около 300 м).

Исходя из балансового смысла коэффициента упругоемкости, запишем соотношение

$$\eta^* m = \mu^* = \frac{\Delta V_0}{\Delta S}, \tag{1.38}$$

где ΔV_0 — изменение объема воды в единичном элементе при изменении напора ΔS.

Формула (1.38) эквивалентна по балансовому смыслу выражению (1.18) для коэффициента гравитационной емкости пласта. Поэтому величину μ^* принято, по аналогии, называть коэффициентом упругой емкости (водоотдачи) пласта. Как правило, этот параметр на один, а то и на два порядка меньше коэффициента гравитационной емкости μ, что и позволяет часто пренебрегать

упругой емкостью (безнапорных) пластов в сравнении с гравитационной *. Следует, однако, помнить, что стекание гравитационной воды несколько растянуто во времени (п.1, § 2), а упругие запасы удаляются практически синхронно с изменением напора в данной точке пласта. Вместе с тем, предположение о мгновенной упругой водоотдаче одновременно всеми элементами водонасосного пласта может оказаться неприемлемым для фильтрующих трещиноватых пород, состоящих из пористых блоков, для пород с так называемой двойной пористостью (емкостью). Действительно, если уменьшение объема трещин идет практически одновременно с ростом эффективных напряжений (упруго), то сжатие пористых блоков может заметно отставать во времени в связи с затрудненностью оттока поровой воды к трещинам из-за более слабой проницаемости порового пространства. В результате текущая водоотдача пласта, сложенного породами с двойной емкостью, измеряется в первые моменты фильтрационного процесса сравнительно малыми величинами, отвечающими сжимаемости трещинного пространства. В дальнейшем она постепенно возрастает — по мере увеличения относительной роли сжатия порового пространства, — пока не достигнет конечного значения, отвечающего суммарной упругой водоотдаче трещинного ($V_т$) и порового (V_p) пространства, а поскольку для многих трещиноватопористых пород $V_p \gg V_т$, то начальное и конечное значения упругой водоотдачи могут различаться на один-два порядка.

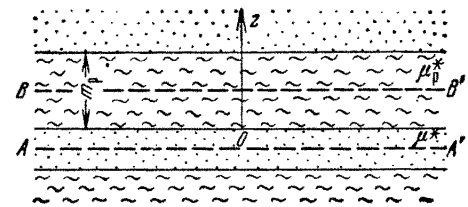


Рис. 3. Схема равномернослоистого пласта

Разнородным проявлением упругих емкостных свойств характеризуются обычно и другие гетерогенные водоносные системы. Например, если рассмотреть репрезентативный элемент AA^1, BB^1 водоносного пласта, представленного тонким переслаиванием водоносных и относительно водоупорных пород (рис. 3), то суммарные упругие запасы воды (ΔV), отдаваемые этим элементом при понижении напора в водоносном слое на величину S, определяются равенством

$$\Delta V = \mu^* S(t) + 2\eta_p^* \int_0^{m_p/2} S_p(z,\ t)\, dz, \tag{1.39}$$

где S_p — понижение напора в пределах слабопроницаемого слоя, переменное по его высоте (понижение S считается одинаковым вдоль всей мощности водоносного слоя). Если предположить, для упрощения, что упругие запасы слабопроницаемого слоя сосредоточены вдоль его средней плоскости (предпосылка сосредоточенной емкости), то, с учетом закона Дарси, справедливо балансовое соотношение:

$$\beta_т (S - S_p') = \frac{\partial S_p^*}{\partial t} \quad \left(\beta_т = \frac{4k_p}{\eta_p^* m_p^2}\right), \tag{1.40}$$

* Для сильносжимаемых пород супесчаного и суглинистого состава, залегающих вблизи поверхности, различия в упругой и гравитационной емкости могут быть и не столь значительными: иногда эти величины вполне соизмеримы друг с другом.

где S'_p — среднее понижение в пределах слабопроницаемого слоя. Решая уравнение (1.40) при условии $S'_p/_{t=0} = 0$, получаем выражение для S'_p:

$$S'_p = \beta_\tau \int_0^t S(\tau) e^{-\beta_\tau (t-\tau)} d\tau. \tag{1.41}$$

Тогда

$$\Delta V = \mu^* S + \mu_p^* S'_p = \mu^* S + \mu_p^* \beta_\tau \int_0^t S(\tau) e^{-\beta_\tau (t-\tau)} d\tau, \tag{1.42}$$

так что суммарная текущая водоотдача рассмотренного элемента (μ_c^*) может быть представлена в виде:

$$\mu_c^* = \frac{\Delta V}{S} = \mu^* + \mu_p^* \left[1 - \frac{1}{S(t)} \int_0^t \frac{\partial S(\tau)}{\partial \tau} e^{-\beta_\tau (t-\tau)} d\tau. \right]. \tag{1.43}$$

Таким образом, рассчетная упругая водоотдача слабопроницаемого слоя равна конечной величине μ_p^* лишь при достаточно большом времени после начала процесса понижения напоров. Интересно, что экспоненциальный характер зависимости расчетной водоотдачи от времени позволяет думать о связи с эмпирической временно́й зависимостью (1.23) Боултона для гравитационной водоотдачи.

В приведенном примере растянутость упругой водоотдачи во времени была обусловлена разнородной проницаемостью в пределах характерных элементов водоносного пласта. Другой причиной могут явиться реологические свойства горных пород.

Проявление водоносными породами реологических свойств вообще должно оказывать существенное влияние на упругую водоотдачу, по крайней мере, для пород, залегающих на больших глубинах (сотни метров). Например, даже пески и слабосцементированные песчаники с таких глубин сжимаются при компрессионных испытаниях упруго-мгновенно лишь на 60—80% от конечной величины коэффициента сжимаемости, а для пород глинистого состава эти цифры часто падают до 40—50%. Поэтому недоучет реологических свойств пород при опытной оценке их емкости должен проводить к некоторому занижению упругой водоотдачи пласта.

В этом же направлении может сказываться и влияние сцепления упрочнения в водоносных породах. Известно, например [22, 23], что при проведении глубокого водопонижения заметное сжатие водоносных толщ или соседних с ними относительно водоупорных слоев фиксировалось подчас лишь при понижениях напоров порядка 30—50 м, т. е. при дополнительных нагрузках на пласт $3—5 \cdot 10^5$ Па, отвечающих прочности цементационного сцепления сжимающихся пород. Следовательно, при ограниченных понижениях эффект нарушения цементационного сцепления часто не может быть достигнут, что приводит к заниженной величине упругой водоотдачи (не отвечающей последующим прогнозным условиям). В данном случае мы имеем дело с системой, в которой упругая водоотдача зависит от величины понижения напора, хотя очевидно, что влияние этого фактора сказывается нечасто.

Практически более важной является зависимость емкостных свойств от знака нагрузки (изменения напора). Известно, что коэффициенты сжимаемости рыхлых и слабосцементированных водоносных пород часто заметно

превышают (примерно на порядок) коэффициенты декомпрессии (аналог коэффициента сжимаемости при уменьшении нагрузки на пласт). Поэтому коэффициент упругоемкости, определенный по периоду восстановления уровня, может быть существенно меньше величины, определенной по периоду откачки.

Заметим, что влияние отмеченных здесь осложняющих факторов (реология, сцепление упрочнения, зависимость параметров от знака нагрузки) можно приближенно оценить лабораторными испытаниями непарушенных образцов водоносных пород.

Важная вспомогательная роль лабораторных испытаний при оценке емкостных свойств пород может быть проиллюстрирована на примере бучакского водоносного горизонта в пределах Южно-Белозерского железорудного месторождения [22]. Емкостные свойства этого горизонта определяются суммарной емкостью пласта бучакских песков (мощностью 15 м) и подстилающего пласта слабопроницаемых мелов (мощностью около 30 м). Лабораторные испытания образцов показали, что коэффициент сжимаемости мелов ($a_{см} \approx 4 \cdot 10^{-8}$ Па$^{-1}$) в несколько раз превышает коэффициент сжимаемости песков ($a_{см} \approx 0{,}6 \cdot 10^{-8}$ Па$^{-1}$) так, что суммарный расчетный коэффициент упругой емкости водоносного комплекса ($\mu^* \approx \approx 0{,}006$) определяется главным образом сжимаемостью относительно водоупорных пород — мелов. Лабораторные испытания также показали, что мела обладают структурным сцеплением: при нагрузках до $3 \cdot 10^5$ Па сжимаемость мелов примерно на порядок меньше упомянутых выше величин. Сжимаемость меловых образцов характеризуется резко выраженным гистерезисом: коэффициент декомпрессии примерно на порядок меньше коэффициента компрессии. Наконец, изучение реологических свойств мелов показало, что упругая доля деформаций сжатия составляет лишь около 40—50%, в то время как оставшаяся часть деформаций протекает длительно — в течение месяцев.

Дальнейшие полевые наблюдения подтвердили правильность оценок, сделанных по результатам лабораторных испытаний. Коэффициент сжимаемости мелов, по данным инструментальных наблюдений за осадками толщи, составляет около $3 \cdot 10^{-8}$ Па$^{-1}$, песков — около $0{,}45 \cdot 10^{-8}$ Па$^{-1}$, так что суммарный коэффициент водоотдачи близок к рассчитанному ранее. Коэффициент декомпрессии по наблюдениям за деформациями при восстановлении напоров оказался на полтора — два порядка меньше коэффициента сжимаемости. Заметная осадка толщи началась лишь при понижениях порядка 40—50 м, т. е. при эффективных давлениях около $4—5 \cdot 10^5$ Па. Значительная доля деформаций (десятки процентов) протекала во времени с отставанием порядка месяцев от понижения напоров. Таким образом, лабораторные испытания позволили в данном случае вполне надежно оценить емкостные свойства пород и, более того, учесть ряд осложняющих факторов, которые не могли полностью проявиться при определении этих свойств опытно-фильтрационными работами.

§ 3. Пространственная изменчивость показателей геофильтрационных свойств

Реальные водоносные комплексы всегда в той или иной степени неоднородны по своим фильтрационным свойствам *, что существенно усложняет проведение гидрогеологических изысканий и интерпретацию их результатов. Отражение такой неоднородности является пространственная измечивость параметров проницаемости и емкости. А поскольку само понятие неоднородности существенно зависит от масштабов рассмотрения, то изменчивость фильтрационных параметров должно определяться не только природными (объективными) свойствами пород, но и масштабом опробования.

В общем случае гидрогеологические параметры являются функциями трех координат, однако с практической точки зрения изменчивость этих параметров удобно подразделять на изменчивость в плане и в разрезе. Как первая, так и вторая обусловлены, прежде всего, геологической (литологической,

---

* Подчеркнем, что в настоящей работе понятия «неоднородность» и «изменчивость» соотносятся не с массивом горных пород в целом, а лишь с выделенным для опробования водоносным комплексом.

структурной и т. п.) неоднородностью комплексов водоносных горных пород, изменчивостью их механического состава, плотности и степени дискретности (трещиноватости), а иногда — и искусственными («техногенными») факторами. Остановимся несколько подробнее на связи геологической (структурно-литологической) и фильтрационной неоднородности.

С влиянием литологической неоднородности на значения фильтрационных параметров мы сталкиваемся практически всегда, особенно при изучении

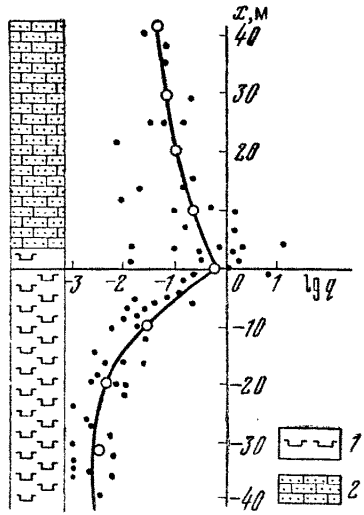
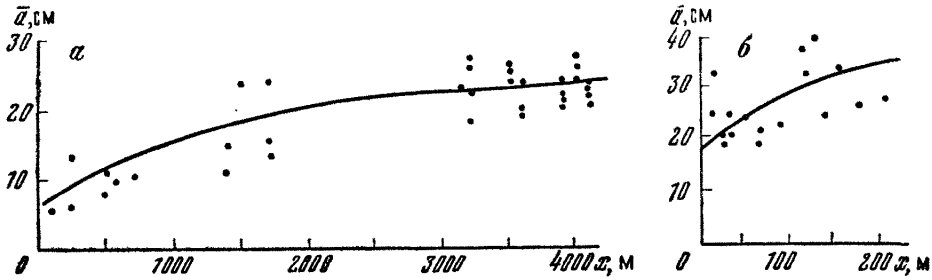


Рис. 4. Распределение логарифмов удельных поглощений q ($м^2$/сут) в траппах (*1*) и вмещающих породах (*2*) вблизи их контакта (по С. Н. Чернышеву)

Рис. 5. Изменение средних расстояний ($\bar{a}$) между соседними трещинами по мере удаления (x) от тектонического разрыва (по М. В. Рацу): *а* — в гранитах; *б* — в песчаниках



профильной неоднородности в слоистых осадочных системах. В этих условиях уже само выделение водоносных горизонтов в большинстве случаев контролируется литологическими признаками.

Значительная фильтрационная неоднородность может отмечаться также в зонах контактов изверженных и осадочных пород. В качестве примера приведем данные С. Н. Чернышева [34] по распределению логарифмов удельных водопоглощений q в зоне контакта интрузии траппов с вмещающими осадочными породами (рис. 4). Как видно из рисунка, водопроницаемость имеет максимальное значение у контакта и постепенно уменьшается по обе стороны от него до значений, свойственных неизмененным приконтактовыми процессами осадочным и изверженным породам.

Влияние структурной неоднородности на плановую изменчивость фильтрационных свойств наглядно проявляется вблизи дизъюнктивных нарушений. Для примера, на рис. 5 [31] отражено изменение величин средних расстояний между соседними трещинами по мере удаления от тектонического разрыва.

Решающее влияние трещиноватости на характер распределения фильтрационных свойств пород общеизвестно. Так, в силу заметного снижения степени трещиноватости с глубиной, параметры проницаемости трещиноватых пород обычно также убывают в этом направлении.

Например, в работе [48], по данным об удельной приемистости и водопоглощении скважин, для извержепных пород установлена гиперболическая зависимость между коэффициентом фильтрации и глубиной z в диапазоне глубин 10—200 м:

$$k = \frac{a}{z^n}, \qquad (1.44)$$

причем, по данным нагнетаний, $n = 1$, а по данным откачек $n = 2$.

По результатам поинтервальных откачек из трещиноватых пород Криворожского бассейна в работе Н. А. Ярцева [38], для описания изменчивости коэффициента фильтрации с глубиной (рис. 6), была предложена логарифмическая зависимость:

$$k = k_0 e^{-\alpha z}, \qquad (1.45)$$

где k_0 — коэффициент фильтрации горной породы на дневной поверхности; z — средняя глубина интервалов опробования; α — показатель, характеризующий скорость изменения коэффициента фильтрации по глубине.

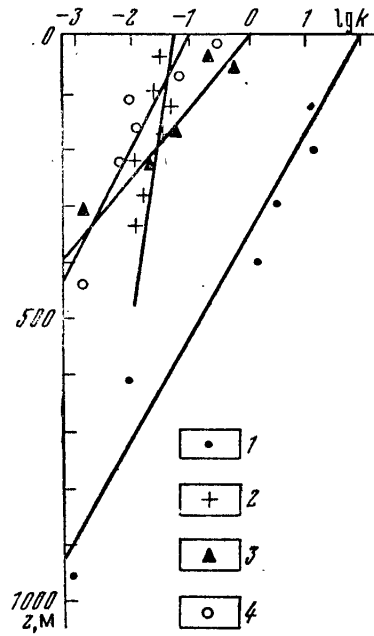


Рис. 6. Изменение коэффициента фильтрации k (м/сут) по глубине в трещиноватых породах (по Н. А. Ярцеву):

1 — мраморы ($\alpha = 5{,}7 \cdot 10^{-3}$ 1/м); *2* — конгломераты и песчаники ($\alpha = 2 \cdot 10^{-3}$ 1/м); *3* — кварц-биотитовые сланцы ($\alpha = 8 \cdot 10^{-3}$ 1/м); *4* — гнейсы и граниты ($\alpha = 5{,}4 \cdot 10^{-3}$ 1/м)

В закарстованных горных породах на развитие неоднородности существенное влияние оказывают также процессы растворения, интенсивность которых во многом определяется удаленностью от поверхностных водотоков; зона повышенной проницаемости вдали от водотоков, как правило, выклинивается. Нередко резкое увеличение проницаемости по мере приближения к водотоку отмечается и в незакарстованных породах — вследствие уменьшения напряжений и, соответственно, роста раскрытия трещин на участках глубокого эрозионного вреза [31, 34].

Фильтрационная неоднородность песчано-глинистых пород определяется, преимущественно, фациальными изменениями и сопутствующими вариациями механического состава.

В табл. 1 представлены значения коэффициентов фильтрации песков различных фаций районов Волгоградской и Куйбышевской ГЭС [19].

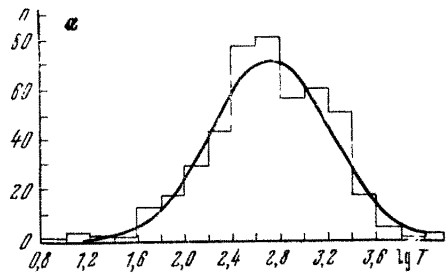
Характерные гистограммы распределения фильтрационных параметров в породах различного литологического состава приведены на рис. 7 [12].

В большинстве исследованных случаев распределение параметров носило логнормальный характер. Так, в работах [5, 39, 40] приводится большой фактический материал из практики водоснабжения о степени неоднородности водоносных горизонтов. В соответствии с логнормальным законом распределения, в качестве классификационного показателя неоднородности водовмеща-

Таблица 1

Фации	Среднее значение коэффициента фильтрации, м/сут	Среднеквадратичное отклонение, м/сут²	Коэффициент вариации, %
Район Волгоградской ГЭС			
Пляжа	14,9	5,18	35
Русла	24,4	9,66	40
Базального горизонта	32,5	13,9	41
Район Куйбышевской ГЭС			
Пляжа	15,1	7,0	45
Русла	24,0	11,6	50,5
Базального горизонта	29,9	15,5	52

ющих пород использована величина среднеквадратичного отклонения логарифма водопроводимости ($\sigma_{\lg T}$). Характерные значения $\sigma_{\lg T}$ для различных типов горных пород приведены в табл. 2 [5]. Комментируя данные таблицы,



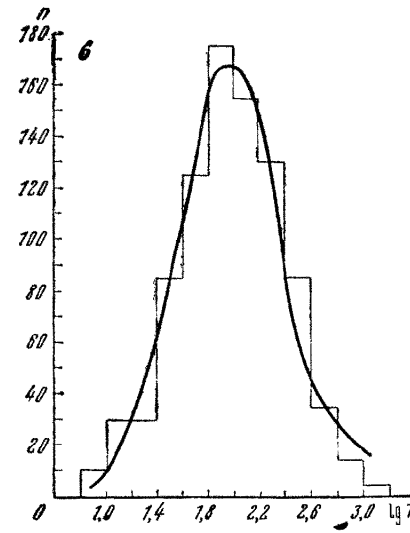


Рис. 7. Гистограммы распределения логарифмов водопроводимости пород (м²/сут):
а — мячиковско-подольский водоносный горизонт Московского артезианского бассейна; б — московско-днепровские флювиогляциальные отложения

Л. С. Язвин отмечает, что наиболее однородными являются пески, далее следуют мергельно-меловые и гравийно-галечниковые отложения и, наконец, наименее однородны трещинные некарбонатные коллекторы. Примерно аналогичные данные приведены и в работе М. В. Раца [31].

Из приведенных примеров видно, что пространственная изменчивость параметров k или T, даже в пределах одних и тех же водоносных комплексов, может быть весьма существенной, достигая нескольких порядков. Характерно, что для сходных литологических комплексов в близких условиях залегания

Таблица 2

Литологический состав	Преобладающее значение, $\sigma_{\lg T}$
Песок	0,05—0,20
Мергельно-меловые отложения	0,20—0,40
Трещинные и трещинно-карстовые известняки	0,20—0,80
Гравийно-галечниковые отложения	0,20—0,40
Трещинные некарбонатные коллекторы	0,40—1,30

степень изменчивости обычно растет с уменьшением абсолютных значений проницаемости.

Изменчивость емкостных свойств, которая в целом оказывается менее резкой, заметно различается для безнапорных и напорных систем. Гравитационная водоотдача безнапорных пластов, которая обычно определяется изменением литологии и механического состава покровных отложений, характеризуется относительно большим разбросом значений, лежащих, как правило, в пределах одного порядка. Упругая водоотдача напорных систем чаще всего характеризуется слабой изменчивостью даже в пределах разных литологических комплексов, залегающих на близких глубинах. Это определяется сравнительно малым диапазоном изменений коэффициентов сжимаемости пород при равных «бытовых» давлениях.

Из приведенного материала следует, что в изменчивости фильтрационных свойств пород можно выделить закономерную (тренд) и случайную * составляющие. Первая из них имеет обычно достаточно четко выраженную геологическую основу. Это позволяет учесть наличие фильтрационной изменчивости данного вида уже при априорных структрных построениях (схематизации) и, соответственно, при назначении схем опробования водоносного комплекса. Так, закономерная профильная изменчивость фильтрационных свойств принимается во внимание уже в самом выделении водоносных и относительно водоупорных пластов. Закономерная плановая изменчивость с достаточно четко выраженными границами между элементами неоднородности учитывается при расположении опытного куста с тем, чтобы, по возможности, исключить или свести к минимуму ее влияние на результаты одиночного эксперимента.

При отсутствии достаточно очевидной структурно-литологической дифференциации основной критерий для разделения закономерностей и случайной изменчивости должен, очевидно, базироваться на их соотношении с масштабом неоднородности: закономерная изменчивость тогда отвечает достигнутому уровню детализации природной обстановки **, а случайная — воспринимается как следствие влияния неоднородности более высоких уровней или погрешностей опробования и интерполяции. Однако из-за ограниченности информации такое разделение носит, как правило, субъективный характер: на практике случайную (в противовес закономерной) изменчивость какого-либо фильтрационного параметра, по сути дела, чаще всего отождествляют с колебательным

* При этом используется математическая модель тренда со случайной ошибкой.

** Т. е. тем элементам фильтрационной неоднородности, которые в дальнейшем вводятся в детерминированную прогнозную модель.

характером его изменения по площади — около некоторого гипотетического среднего, трактуемого как математическое ожидание. Полезно сразу отметить, что подобное понимание случайной изменчивости фильтрационного параметра отнюдь не обязательно предопределяет малое влияние отклонений этого параметра от среднего на конечный результат (например, на вычисляемую величину напора или фильтрационного расхода): достаточно сказать, что в широком круге условий неучтенная случайная неоднородность может вызвать более серьезные погрешности результатов, чем закономерная [50].

При простейшем статистическом подходе случайную изменчивость обычно отождествляют с пространственно некоррелированной неоднородностью, характеризуемой условием $R_к < R_{оп}$, где $R_к$ — радиус корреляции, а $R_{оп}$ — интервал опробования. Однако в гидрогеологической практике такой подход, принимаемый, как правило, априорно, нередко существенно затушевывает объективную — геологическую — основу неоднородности, хотя им и делается правильный шаг в направлении увязки неоднородности с опробованием.

Применительно к интерпретации локальных экспериментов вопрос о критериях выделения закономерной и случайной фильтрационной изменчивости обычно теряет смысл, ибо такое выделение может быть выполнено лишь на базе априорных предпосылок, основанных, преимущественно, на литолого-структурных качественных представлениях.

Последнее замечание напоминает также о том, что до сих пор мы говорили о фильтрационной неоднородности безотносительно к характеру поставленной инженерной задачи. Между тем, уже само определение фильтрационной неоднородности подразумевает связь с масштабом ее рассмотрения и, в частности, с масштабом опробования. Поэтому влияние фильтрационной неоднородности на результаты ОФР (т. е. на определение локальных параметров) требует специального анализа, рассматривающего неоднородность в пределах зоны влияния единичного эксперимента. В этом плане, вслед за М. В. Рацем [30, 31] будем дифференцировать фильтрационную изменчивость по соотношению размеров ($R_н$) элементов фильтрационной неоднородности и размеров ($R_э$) области воздействия опытных работ. По соотношению $R_э/R_н$ можно выделить следующие типы плановой неоднородности.

1. Фильтрационная неоднородность в ы с ш е г о п о р я д к а — когда размеры области опробования существенно превышают размеры элементов неоднородности. Для ориентира можно принять, что неоднородность данного вида характеризуется соотношением $R_э/R_н > 100$. При проведении ОФР такая неоднородность вообще не проявляется и опробуемый пласт ведет себя как квазиоднородная среда. В частности, это относится к неоднородности пористых раздельнозернистых пород на уровне минимальных элементарных объемов, удовлетворяющих условиям сплошности среды (§ 1, гл. 2).

2. Э ф ф е к т и в н а я фильтрационная неоднородность — когда при принятых для данного объекта методах и продолжительности ОФР неоднородность при опробовании отражается двояко: в одних случаях — проявляется в результатах опытных работ, а в других — практически не оказывает на них влияния. Например, в связи с изменением размеров области воздействия она может проявляться на ранних этапах эксперимента и не сказываться на поздних его стадиях, отмечаться в результатах сравнительно кратковременных одиночных откачек и не проявляться в опытных данных длительных кустовых откачек. Соответственно, в случае ее проявления мы будем говорить о крупномасштабной эффективной неоднородности, а в противном случае — о мелкомасштабной. Ориентировочно отношение $R_э/R_н$ для крупномасштабной эффективной неоднородности можно принять равным $1 \leqslant R_э/R_н \leqslant 10$, а для мелко-

масштабной — около $10 \leqslant R_э/R_н \leqslant 100$. Следовательно, мелкомасштабная эффективная неоднородность оказывается обычно «автоматически» учтенной в вычисленных по данным по данным ОФР локальных параметрах, в то время как крупномасштабная эффективная неоднородность требует ее специального учета при интерпретации ОФР.

3. Фильтрационная неоднородность низшего порядка — когда область воздействия меньше размеров элементов неоднородности. Неоднородность данного вида на результатах единичных экспериментов не сказывается, за исключением тех случаев, когда опытные скважины расположены вблизи границы неоднородности (расстояние от скважины до границы меньше $R_э$).

Если оставить в стороне вопрос о том, насколько удачна использованная здесь терминология, то целесообразность приведенной дифференциации фильтрационной неоднородности представляется достаточно очевидной. За выделенными таким образом качественными категориями стоят ориентировочные количественные оценки, намечающие пути перехода от данных по геологической неоднородности к тем или иным предпосылкам о методах опробования водоносных систем и гидрогеологической схематизации. В частности, важно, что фильтрационная неоднородность различных типов будет по-разному влиять на локальные гидрогеологические параметры, определяемые по данным ОФР. Неоднородность как высшего, так и низшего порядка обычно не препятствует рассмотрению неоднородных водоносных горизонтов — в пределах области воздействия ОФР — как однородной среды, а проявление эффективной фильтрационной неоднородности существенно сглаживается по мере роста области влияния эксперимента.

Не менее важно, что приведенная дифференциация фильтрационной неоднородности позволяет целенаправленно проанализировать вопрос о переходе от локальных параметров к расчетным, т. е. вопрос осреднения результатов ОФР (§ 2, гл. 9).

Заметим в заключение, что наряду с понятием «неоднородность» далее будет использоваться термин «гетерогенность» (в противовес гомогенности) — применительно к водоносным комплексам, в макроструктуре которых четко выделяются две или более групп однотипных элементов с резко различающимися

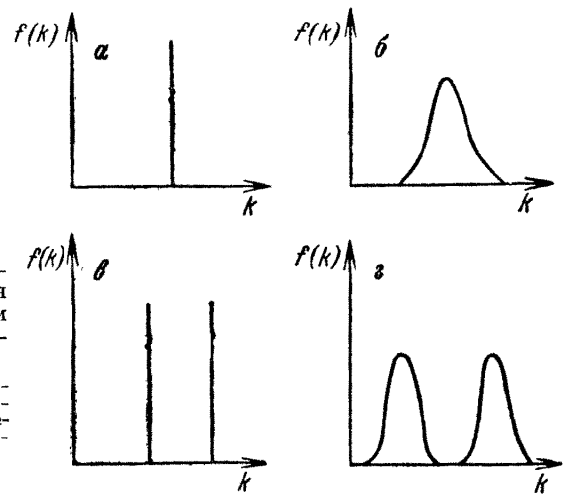


Рис. 8. Кривые распределения проницаемости для различных сред по типам гетерогенности и неоднородности:

Среда: *а* — однородная гомогенная; *б* — неоднородная гомогенная; *в* — однородно-гетерогенная; *г* — неоднородно-гетерогенная

(между группами) фильтрационными характеристиками. Примерами могут служить пласты, представленные частым переслаиванием песков и глин (одна группа — слой песков, вторая — слой глин), или пласты трещиновато-пористых пород (одна группа — трещины, вторая — пористые блоки). Если внутри каждой такой группы отмечается существенная неоднородность, то можно говорить о неоднородно-гетерогенной среде, а в противном случае — об однородно-гетерогенной (рис. 8).

Глава 2

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИИ

§ 1. Общая гидродинамическая характеристика опытно-фильтрационных опробований

Естественно, что гидродинамические основы теории опытно-фильтрационных работ определяются не только характером изучаемой среды (объективно отраженным в показателях проницаемости и емкости горных пород — гл. 1), но и характером возмущения, спецификой реакции среды на него, а также техническими возможностями прослеживания этой реакции. Полезно поэтому начать настоящую главу с рассмотрения именно этих общих аспектов опытно-фильтрационных исследований.

1.1. Дифференциация опытно-фильтрационных опробований

По характеру возмущения при опытно-фильтрационных опробованиях их можно подразделить на откачки или свободные выпуски, а одной стороны, и закачки (наливы, нагнетания) — с другой. Поскольку наиболее широкое применение при определении фильтрационных параметров водоносных систем находят откачки, то в дальнейшем, кроме специально оговоренных случаев, вместо термина «фильтрационное опробование пласта» нами будет использоваться как синоним термин «откачка».

По времени (масштабности) и целевой направленности опробований выделяются: 1) пробные откачки, ориентированные преимущественно на оценку технической характеристики скважины; 2) опытные откачки, направленные, в первую очередь, на определение фильтрационных параметров; 3) экспресс-опробования того же целевого назначения, но проводимые в скважине путем единовременного налива или отбора воды.

К опытным опробованиям примыкают опытно-эксплуатационные работы, при которых фильтрационные параметры оцениваются попутно с решением эксплуатационных задач.

Наконец, по структуре опытного узла выделяются опробования одиночные и кустовые. В последнем случае наряду с возмущающей (центральной) скважиной используются наблюдательные скважины. При необходимости увеличение масштаба опробования в весьма водообильных пластах гидродинамическое возмущение может осуществляться группой скважин (групповые опробования).

Последующая общая гидродинамическая характеристика возмущений при опытно-фильтрационных исследованиях дается на примере наиболее представительного их вида — опытных откачек.

1.2. Изменения в подземной гидростатике и гидродинамике

По своей физической сути опытная откачка представляет собой некоторое искусственное возмущение в гидростатике и гидродинамике водоносного пласта, вызывающее существенное нарушение естественного — обычно равновесного или близкого и таковому — состояния.

Изменения в подземной гидростатике при откачке связаны с понижением напоров, т. е. с изменением гидростатического (нейтрального) давления во внутрипоровой жидкости, которое приводит к соответствующему увеличению эффективного давления в минеральном скелете (§ 2, гл. 1) и предопределяют проявление водоносным пластом его упругоемких свойств. Кроме того, в зоне осушения (безнапорного) пласта при откачке положительное гидростатическое давление сменяется отрицательным (капиллярным) [9, 21]. Это обстоятельство накладывает свой отпечаток на характер проявления гравитационной емкости пласта (§ 2, гл. 1).

Изменения в подземной гидродинамике связаны с возникновением (или увеличением) перепадов напоров и, соответственно, напорных градиентов между отдельными точками водоносного пласта, что, согласно закону Дарси, равносильно возникновению (или интенсификации) фильтрационного потока в зоне влияния откачки.

Упомянутые изменения в подземной гидростатике и гидродинамике для каждой точки пласта могут считаться полностью взаимообусловленными на всех этапах откачки — вплоть до наступления нового равновесного состояния. Специфичным в этом плане является лишь самый начальный период, на особенностях которого имеет смысл остановиться несколько подробнее.

Снижение напора в скважине и проявление вблизи нее преимущественно горизонтально ориентированных объемных гидродинамических сил вызывает образование в прискважинной зоне сжимающих радиальных (эффективных) напряжений. Результатом этих напряжений является деформация радиального сжатия, фиксируемые при откачке точными инструментальными наблюдениями [30, 35]. За счет сил трения на контактах с соседними, относительно водоупорными слоями упомянутые напряжения должны вызывать также деформации сжатия водоупорных пород в приконтактных зонах, которые будут фиксироваться временным увеличением напоров в этих зонах (до тех пор, пока здесь не начнется понижение напора, обусловленное передачей фильтрационной волны возмущения от водоносного пласта). Известно, например, что малоинерционные датчики порового давления, а подчас — и обычные пьезометры фиксируют в начальные моменты откачек из безнапорных пластов возрастание напоров в подстилающих глинистых слоях, измеряемое сантиметрами [34]. Через сравнительно короткое время после начала откачки (порядка нескольких минут) практически значимость этих эффектов становится пренебрежимо мала.

Еще более кратковременным оказывается проявление динамических (волновых) эффектов [19], которые практически не фиксируются обычными пьезометрами.

1.3. Источники питания при откачке

С учетом упомянутых изменений в подземной гидростатике и гидродинамике общая картина фильтрационного процесса при откачке понимается достаточно просто. Снижение уровня воды в опытной скважине и появление перепада напоров между контуром скважины и прилежащей зоной водоносного пласта вызывает движение воды к скважине из смежной с нею области. Отток жидкости нарушает исходное равновесие между объемом и давлением воды

в порах, так что последнее начинает снижаться, а давление в минеральном скелете (эффективное давление) соответственно возрастать. Уменьшение гидростатического давления приводит к частичному расширению поровой воды, а последующее увеличение эффективного давления — к некоторому сжатию пласта и уменьшению объема пор. В первые моменты откачки эти два процесса идут неодновременно: пока размеры зоны влияния малы в сравнении с мощностью перекрывающих пород, имеет место эффект «жесткости» кровли (§ 2, гл. 1), так что дополнительная (эффективная) нагрузка на пласт возникает не сразу и сжатие его происходит в этот период с некоторым отставанием от понижения напора. Это отставание тем больше, чем глубже залегает водоносный пласт.

Таким образом, в прилежащей к скважине области появляется излишек воды (по отношению к равновесному ее объему при изменившемся напряженном состоянии), который и поступает в скважину: срабатываются *упругие запасы* водоносного *пласта.* Компенсация отбираемого при откачке расхода жидкости требует вовлечения в этот процесс все более дальних зон водоносного пласта, в результате чего снижение напоров, вызываемое откачкой, распространяется по площади и по разрезу. При этом снижение напоров вблизи верхней границы обводненности пласта вызывает появление здесь нисходящей фильтрации жидкости, сопровождаемой постепенным осушением верхней части пласта и соответствующим понижением уровня (депрессионной поверхности): срабатываются *гравитационные запасы пласта.*

Таким образом, последовательность вовлечения в фильтрационный процесс «внутренних» запасов водоносного пласта при откачке такова: 1) вода из ствола скважины; 2) вода, обусловленная упругим расширением самой жидкой фазы; 3) вода, обусловленная уменьшением пористости или степени трещиноватости водоносного пласта *; 4) гравитационная вода. Конечно, приведенную последовательность следует понимать лишь в смысле преобладания в общем балансе жидкости того или иного фактора, ибо на деле они действуют совокупно, причем в разных зонах пласта относительная роль каждого фактора в данный момент времени также оказывается различной.

Наряду с упомянутыми внутренними запасами пласта в процесс, на разных его стадиях, могут постепенно включаться и внешние (по отношению к опробуемому пласту) источники питания:

1. Снижение напоров на границах со смежными относительно водоупорными слоями приводит к привлечению их статических запасов, которые могут иногда быть вполне соизмеримыми с упругими запасами самого водоносного пласта или даже заметно их превышать (§ 2, гл. 1).

2. По мере распространения возмущения вдоль мощности относительно водоупорного слоя снижение напоров достигает его внешней границы и в процесс вовлекаются упругие и гравитационные запасы смежных водоносных горизонтов: напоры в них начинают снижаться, так как вода из этих горизонтов перетекает через относительно водоупорные слои, поступает в основной пласт и по нему движется к скважине. При больших запасах воды в смежном горизонте перетекание может отмечаться при практически неизменных уровнях воды в нем. Важно заметить, что при больших размерах депрессионной воронки перетекание может иметь определяющее значение для результатов откачки

---

* В трещиновато-пористых породах (§ 2, гл. 1) в процесс сначала включается вода из трещин, а затем — вода из относительно слабопроницаемых блоков.

даже при очень слабой проницаемости относительно водоупорных толщ (порядка 10^{-3} —10^{-4} м/сут).

3. При снижении напоров в пласте вблизи рек и поверхностных водоемов в процесс вовлекаются поверхностные воды. В случае достаточно высокой проницаемости придонных отложений напоры непосредственно на контуре реки (водоема) являются практически независящими от откачки. В противном же случае (реки и водоемы с закольматированным дном) возникает разность напоров между рекой (водоемом) и пластом, пропорционально которому растет интенсивность подтока поверхностных вод.

Среди внешних источников питания будем в дальнейшем особо выделять источники обеспеченного питания, характеризующиеся практической независимостью напоров от водоотбора при откачке. Очевидно это возможно в том случае, когда запасы воды в источнике питания значительно превышают расходы опытной скважины. Если суммарное поступление воды за счет источников обеспеченного питания, попавших в эту зону влияния откачки, сравнивается с дебитом опытной скважины, то последний этап откачки протекает в условиях стационарного режима. В противном случае в течение всего опыта зона влияния откачки постепенно возрастает и движение носит нестационарный характер. Подчеркнем, что представление о стационарности режима при откачке всегда относительно: оно может оказаться допустимым лишь в пределах принятой точности рассмотрения данной задачи.

1.4. Об области влияния откачки

Понятно, что описанные выше фильтрационные процессы будут заметно проявляться лишь на тех участках, где отмечается ощутимое изменение напоров, обусловленное откачкой, т. е. в зоне влияния откачки. Нужно, однако, заметить, что представления об области влияния являются недостаточно определенными по ряду причин. Прежде всего начальные возмущения от откачки связаны с волнами давления разных типов (п.1.2). Поэтому первые волнообразные изменения напоров теоретически могут отмечаться почти мгновенно с включением на больших расстояниях от нее. Однако эти изменения не связаны с фильтрационными процессами и, следовательно, вообще не должны охватываться понятием зоны влияния. Однако, традиционная теория фильтрационных процессов, пренебрегающая силами инерции, дает неограниченную скорость распространения возмущений, и, следовательно, понижения напоров должны отмечаться во всех точках пласта в любые, сколь угодные малые отрезки времени (что не соответствует физической природе явления и физическим представлениям о зоне влияния). Далее понижения фиксируются, на деле с определенной точностью и поэтому само понятие об области влияния становится функцией точности используемой аппаратуры.

Из этой неопределенности, как будто можно найти выход, договорившись понимать под зоной влияния область, где понижения превышают некоторую заданную величину, определяемую требованиям к точности решения данной задачи. Но дело в том, что заранее эта величина не может быть назначена: известно, в частности, что из области с малыми понижениями, подчас соизмеримыми с точностью замера, поступает нередко существенная доля (десятки процентов) откачиваемой воды (ибо области с малыми понижениями, располагаясь в краевых частях депрессионной воронки, занимают большие площади). В этой связи лучше говорить об *области питания откачки* как об области, из которой поступеет основная доля откачиваемой воды.

Коль скоро незначительные масштабы возмущения не являются признаком малого влияния на откачку, то понятие области влияния в общераспространенном его смысле утрачивает свое полезное значение и приводит на практике к путанице в основных представлениях. Для конкретизации этих представлений мы будем в дальнейшем использовать понятие «*зона (область) эффективного влияния*», определяя им ту область водоносного пласта, фильтрационные свойства которой наиболее ощутимо влияют на результаты откачки.

Размеры зоны эффективного влияния откачки существенно предопределяют степень проявления масштабных эффектов в процессе эксперимента.

1.5. О масштабных эффектах при откачке

В связи с тем, что традиционная теория фильтрации исходит из представления фильтрующего массива как сплошной среды [21], любой эксперимент, направленный на определение фильтрационных свойств горного массива, должен удовлетворять известному масштабному требованию: *объем пород, охваченных экспериментом, должен во много раз превосходить объем элементарных составляющих фильтрующего массива.* Только при соблюдении этого требования параметры, определяемые экспериментом, могут считаться отражением искомых свойств среды. В применении к опытным откачкам указанное требование может интерпретироваться на практике следующим образом: размер зоны эффективного влияния должен, как минимум, в 10—20 раз превышать размеры частиц (блоков), которыми образован фильтрующий массив. И если применительно к пористым фильтрующим средам это условие, как правило, выполняется, то в трещиноватых породах с ним могут быть связаны серьезные ограничения.

Например, на практике проницаемость массива твердых пород в зонах разломов может нередко определяться преимущественно крупными крутопадающими трещинами, отстоящими на десятки метров друг от друга. Следовательно, в этих случаях надежного результата можно ожидать лишь от откачек с радиусом эффективного влияния порядка сотен метров, что обычно достигается только в условиях достаточно длительного эксперимента (к тому же, при слабой трещиноватости блоков, оконтуренных крупными трещинами, необходимо, чтобы центральная скважина пересекла хотя бы одну такую трещину). Однако, при преимущественном влиянии проницаемости вдоль горизонтальных трещин решающее значение с рассматриваемых позиций будет иметь длина фильтрующего интервала центральной скважины: при больших расстояниях между трещинами она должна приближаться к вскрытому интервалу проектируемого водозаборного сооружения.

Сходные масштабные эффекты возникают при проведении откачек в неоднородных толщах (§ 3, гл. 1).

1.6. Особенности фильтрационных процессов при опытных откачках

С точки зрения подземной гидродинамики опытные откачки характеризуются рядом особенностей, обусловленных сочетанием относительно высоких скоростей возмущений с малой продолжительностью изучаемого фильтрационного процесса и предопределяющих необходимость специальных исследований в сфере физических и математических основ опытно-фильтрационных работ.

Во-первых, из-за сравнительной кратковременности фильтрационного процесса, ограниченности области и масштаба возмущения некоторые важные факторы могут не проявляться при откачке в той мере, в какой это необходимо для их количественной оценки. Во-вторых, ряд факторов, которыми в прогнозных расчетах обычно можно пренебречь ввиду ограниченности их действия, подчас приобретают на отдельных этапах откачки доминирующее значение. В-третьих, наконец, на фильтрационный процесс при откачках накладываются

различные дополнительные возмущения, обусловленные техническими условиями проведения эксперимента.

К первой из упомянутых групп факторов относятся прежде всего различные источники внешнего питания водоносного пласта, проявление которых обычно отмечается только на последних стадиях долговременных откачек. Другой пример связан с зависимостью рабочей мощности (или активной зоны) водоносного пласта от условий эксперимента: при откачках из несовершенных скважин подчас могут существенно сказываться фильтрационные свойства только вскрытой части пласта. Сюда же относится ряд факторов, заметно проявляющихся лишь при больших понижениях напоров, т. е. факторов, зависящих нелинейно от изменений гидростатического или эффективного давления. Упомянем здесь различия в изменениях проницаемости трещиноватых пород или емкостных свойств глинистых пород при откачке и восстановлении уровня, а также «скачкообразный» характер проявления емкостных свойств пород со сцеплением упрочнения (§ 2, гл. 1).

Среди факторов второй группы отметим, в первую очередь, сложный характер передачи возмущения в пласте и проявления во времени емкостных свойств водоносных пород (§ 2, гл. 1). Другая важная особенность заключается в структуре потока: при опытных откачках, особенно из несовершенных скважин, существенную площадь области фильтрации (области эффективного влияния) может занимать зона, в предалах которой нарушается предпосылка о плановом характере фильтрации, т. е. заметно проявляется составляющая скорости, нормальная напластованию. Отсюда следует, что в пределах этой зоны напора заметно меняются вдоль мощности пласта, т. е. замеры по наблюдательным скважинам будут зависеть от длины и расположения фильтра. Значение этого фактора существенно возрастает для профильно-анизотропных и неоднородных пластов [1, 22, 23].

Наконец, в группе технических факторов упомянем неравномерность работы насоса, изменение проницаемости в призабойной зоне скважины («скин-эффект») и инерционность наблюдательных скважин, обусловленную объемом заполняющей их жидкости.

Совокупное воздействие упомянутых здесь осложняющих факторов, появляющихся с различной интенсивностью, вызвало необходимость разработки специальной теории опытно-фильтрационных исследований как особого раздела подземной гидродинамики. Вместе с тем, необходимо иметь в виду, что эффективное применение достижений этой теории при интерпретации откачек оказывается возможным лишь при условии достаточной информативности эксперимента и надежности измерений, осуществляемых в ходе его проведения.

1.7. Об информативности опытных откачек

Из сказанного выше ясно, что при прочих равных условиях информативность и надежность результатов откачек обычно существенно возрастают с увеличением продолжительности эксперимента и площади области эффективного влияния (которая, в свою очередь, обычно зависит от продолжительности опыта и масштаба возмущения — расхода откачки или понижения в центральной скважине). Одновременно приходится считаться с тем, что плотность информации во времени при откачке гораздо выше, чем в пространстве, — ввиду ограниченного числа (или полного отсутствия) наблюдательных скважин. Это вызывает обычно существенную неопределенность плановой структуры фильтрационного потока и заставляет чаще всего принимать при интерпретации априорную схему осесимметричной фильтрации в планово-однородном

пласте. Еще более ограниченной или неопределенной оказывается обычно информация о распределении напоров по мощности пласта и о профильной структуре потока: наблюдательные скважины замеряют лишь средневзвешенный напор вдоль фильтровой части скважины в пределах водоносного горизонта, а информация о напорах в относительно водоупорных слоях, как правило, вообще отсутствует. Это вынуждает строить интерпретацию только на данных об изменении напоров в водоносном пласте, причем, за редкими исключениями, в условиях априорной предпосылки о плановом характере потока в пределах всей области влияния. Ограниченность и недостатки такого подхода очевидны: 1) сведения о свойствах относительно водоупорных толщ и даже качественные представления об их возможном влиянии на откачку черпаются лишь из косвенных признаков; 2) вообще не учитываются или учитывается лишь весьма грубо профильно-двухмерный характер фильтрации в зоне, прилежащей к центральной скважине, что приводит к особенно большим погрешностям при откачках из несовершенных скважин в профильно-анизотропных и профильно-неоднородных пластах.

С этих позиций информативность опытной откачки может быть существенно повышена путем дифференцированных замеров напоров вдоль ствола наблюдательной скважины. Учитывая, что эта задача технически вполне разрешима уже в настоящее время [35], в дальнейшем мы будем особо рассматривать возможности интерпретации откачек при наличии таких дифференцированных замеров так же, как и при наличии данных по расходометрии скважин.

Говоря о надежности замеров понижений уровней при опытной откачке, будем в дальнейшем иметь в виду и необходимость специального рассмотрения вопроса об инерционности наблюдательных скважин, обусловленной наличием свободной воды в стволе скважины: затрудненность оттока этой воды приводит к тому, что уровень в открытом пьезометре «отстает» от понижения напоров в пласте тем в большей степени, чем меньше проницаемость пород вблизи наблюдательной скважины и чем больше ее радиус.

§ 2. Основные расчетные схемы

Основу теории опытно-фильтрационных работ составляют методы формально-математического описания фильтрационных течений, обусловленных действием скважин. С учетом малых радиусов скважин в сравнении с размерами области фильтрации упомянутые методы рассматривают вертикальную скважину как точечный сток на плоскости — в плановых задачах или как линейный сток — в задачах, принимающих во внимание вертикальную составляющую скорости фильтрации. Подобная идеализация позволяет эффективно использовать методы теории источников-стоков, развитые в математической физике применительно к широкому кругу дифференциальных уравнений в частных производных или к интегральным аналогам этих уравнений [17, 26]. Соответственно, в данной главе аналитические методы теории скважин рассматриваются как непосредственно для исходных дифференциальных уравнений, так и для уравнений, получаемых из исходных посредством некоторых интегральных преобразований (§ 4).

Многообразие условий проведения опытно-фильтрационных работ обусловливает выделение типовых расчетных схем, к которым может быть сведена реальная природная обстановка в процессе гидрогеологической схематизации. При типизации расчетных схем приходится учитывать широкий круг факторов, влияющих на результаты эксперимента. С этих позиций попытаемся наметить

основные аспекты типизации гидрогеологических и технических условий проведения экспериментов, вытекающие из данного ранее физического анализа проблемы.

Одним из главных критериев типизации водоносных систем и построения расчетных моделей служат их емкостные свойства: деление водоносных пластов *по режиму движения* (точнее — по условиям на их верхней границе) на напорные и безнапорные можно рассматривать как отражение дифференциации водоносных систем по преобладающему характеру срабатываемых статических запасов — упругих или гравитационных (гл. 1, § 2). Такое деление оказывается практически полезным ввиду качественного различия соответствующих расчетных моделей. Так, в безнапорных системах движение обусловлено в значительной степени действием сил тяжести, изменение напоров связано, в конечном счете, с изменением общего объема водонасыщенных пород; из-за относительно высоких параметров (гравитационной) емкости влияние откачки распространяется медленнее и, соответственно, на меньшие расстояния, чем в напорных системах. Вместе с тем, полезно подчеркнуть, что упругие свойства пластов и, соответственно, упругие запасы воды проявляются как в напорных, так и в безнапорных системах. При длительных процессах в безнапорных водоносных горизонтах значение этого фактора будет подчиненным, ибо объемы воды, освобождающиеся за счет свободного стекания (гравитационная водоотдача), как правило, резко превышают срабатываемые упругие запасы. Однако для первых моментов откачки можно ожидать заметного или даже преобладающего влияния упругой водоотдачи на процесс снижения уровней и в безнапорных системах. Поэтому для приповерхностных водоносных комплексов деление их на напорные и безнапорные зачастую оказывается условным: оно определяется возможностью пренебречь сработкой упругих запасов в опробуемой системе — в сравнении с гравитационными. Например, несмотря, на то, что первый от поверхности водоносный горизонт обычно целесообразно рассматривать как безнапорную систему двухслойного строения (нижний слой, из которого ведется откачка, перекрыт относительно слабопроницаемым слоем), в первые моменты откачки преобладающее влияние здесь имеет упругая водоотдача нижнего слоя, а лишь затем — гравитационная водоотдача верхнего слоя.

Напорно-безнапорный режим при откачке встречается на практике относительно редко: интерпретация такой откачки существенно осложняется ввиду нелинейности фильтрационного процесса, ибо расчетная водоотдача зависит от величины понижения напора.

По изменчивости фильтрационного процесса во времени будем выделять откачки в стационарном и нестационарном режимах; последний, в частности, предполагает, что скорости изменения напоров, обусловленные откачкой, значительно выше, чем для «естественных» колебаний напоров. Как уже отмечено, в большинстве случаев откачки проводятся в нестационарном режиме.

Важную роль при обосновании схем интерпретации опытных опробований играет понятие квазистационарного режима движения, при котором распределение напоров (форма депрессионной воронки) в каждый момент времени приближенно описывается теми же закономерностями, что и при стационарном движении. Возникновение квазистационарного режима вокруг опытной скважины обусловлено тем, что объемы воды, поступающие за счет сработки статических запасов пласта в пределах этой зоны, пренебрежимо малы в сравнении с расходом, поступающим из краевых частей депрессионной воронки.

По строению фильтрующих комплексов в разрезе возможна их дифференциация в трех различных аспектах: 1) комплексы однородные (квазиоднородные), упорядоченно слоистые и неоднородные; 2) комплексы, ограниченные по мощности и неограниченные; 3) комплексы с горизонтальным наклонным и подстилающим водоупором.

Однородные (квазиоднородные) комплексы должны характеризоваться одинаковой проницаемостью в пределах любого элементарного объема (§ 1, гл. 2), выделенного по мощности пласта. На практике к этой категориии можно относить водоносные пласты (комплексы), в которых отсутствуют выдержанные по площади прослои (или горизонтальные зоны трещиноватости) с резко отличной проницаемостью.

Упорядоченно слоистые системы целесообразно дополнительно подразделять на две категории. К первой относятся слоистые пласты с относительно близкими характеристиками проницаемости отдельных слоев (примерно в пределах одного порядка), а ко второй — пласты с резко различными характеристиками проницаемости слоев.

Деление пластов на ограниченные и неограниченные по мощности имеет смысл для несовершенных скважин: при их опробовании влияние нижней границы водоносного комплекса может подчас практически не проявляться.

Наконец, уклон подстилающего водоупора может иметь значение для интерпретации откачек в безнапорных системах, так как он требует специального учета в основных расчетных зависимостях. Однако для откачек нормальной мощности и продолжительности роль этого фактора оказывается обычно подчиненной.

По строению фильтрующей толщи в плане различаются толщи однородные (квазиоднородные) и неоднородные. Более дифференцированное даление плановой неоднородности должно исходить из соотношения размеров элементов неоднородности и зоны эффективного влияния откачки (§ 3, гл. 1).

По степени фильтрационной анизотропии выделяются комплексы изотропные и анизотропные — в плане и в разрезе. Практически более важной является профильная анизотропия, которая предъявляет особые требования к степени совершенства опытных скважин, в том числе нередко и при опробовании литологически однородных водоносных комплексов. Плановая анизотропия может представлять интерес лишь для трещиноватых водоносных комплексов.

По характеру емкостных свойств фильтрующих пород целесообразно выделить породы с гомогенной и гетерогенной емкостью (§ 2, гл. 1). Практически наиболее важным примером последних является трещиновато-пористые породы.

По характеру внешних границ области фильтрации в плане выделяются неограниченные области (наиболее важный случай при откачках), полуограниченные — с одной прямолинейной границей и ограниченные. Для откачек нормальной продолжительности влияние границ пласта обычно либо вообще не проявляется, либо практическое значение имеет лишь одна из границ. Поэтому расчетные схемы ограниченных пластов на практике применяются редко.

По условиям на внешних (плановых) границах области фильтрации при откачке можно выделить: 1) границы с заданным постоянным напором — частный случай граничного условия первого рода; 2) непроницаемые границы — частный случай граничного условия второго рода; 3) гра-

ницы с заданным линейным соотношением между напорами ($H_г$) на ней и удельными расходами $q_г = \left(k \frac{\partial H}{\partial n}\right)_г$ — граничное условие третьего рода; 4) границы раздела пород с существенно отличными фильтрационными свойствами, где выполняются условия равенства напоров ($H_г^{I} = H_г^{II}$) и удельных нормальных расходов $\left(k^{I} \frac{\partial H^{I}}{\partial n}\Big|_г = -k^{II} \frac{\partial H^{II}}{\partial n}\Big|_г\right)$ по обе стороны от границы — граничное условие четвертого рода.

По изменчивости напоров во времени до начала эксперимента можно выделить стационарный и нестационарный режим естественного потока. Обычно откачку стараются проводить в периоды относительной стабильности естественного потока.

По источникам дополнительного площадного питания пласта при откачке будем, в соответствии с § 1, гл. 2, выделять: а) гидравлически изолированные пласты; б) пласты с перетеканием из смежных относительно водоупорных слоев; в) пласты с перетеканием из вышеили нежележащих водоносных пластов через относительные водоупоры (в случае весьма водообильного подпитывающего пласта напоры в нем могут считаться независимыми от перетекания); г) безнапорные пласты с изменяющейся во время опыта инфильтрацией *; этот последний случай является редким и весьма нежелательным вариантом опытной откачки.

По степени совершенства опытной скважины выделяются скважины совершенные и несовершенные. Степень вскрытия центральной скважиной водоносного пласта существенно определяет структуру фильтрационного потока при откачке и схему интерпретации последней — особенно в профильно-неоднородных и анизотропных толщах. Влияние несовершенства наблюдательных скважин в подобных условиях также должно обязательно приниматься во внимание (по крайней мере для скважин, расположенных поблизости от центральной).

По структуре фильтрационного потока при откачке выделяют потоки трехмерные, двухмерные в плане (плановые), двухмерные в разрезе (осесимметричные), одномерные (плоские осесимметричные, или плоскорадиальные).

Схемы трехмерных потоков не имеют практического значения при интерпретации откачек: возможность существенного проявления должна, вообще говоря, исключаться самой постановкой опыта, но и при несоблюдении этого требования ограниченность информации обычно вынуждает прибегать к более простым расчетным схемам. Примерно то же можно сказать и относительно двухмерных плановых потоков, за исключением простейших схем откачки вблизи прямолинейных границ пласта. Поэтому на практике наиболее часто используются схемы плоскорадиального потока для совершенных скважин и двухмерного осесимметричного потока — для несовершенных скважин, предполагающие отсутствия влияния внешних границ пласта и его плановую однородность. Кроме того, первая из этих схем априорно предполагает плановый характер фильтрации в пределах водоносного пласта во всей области влияния откачки: линии тока считаются параллельными плоскости напластования, а линии равных напоров совпадают с нормалями к напластованию. Говоря точнее, при плановом движении скорость фильтрации вдоль напластования,

---

* Напомним, что естественная инфильтрация постоянной интенсивности учитывается «автоматически» при отсчете понижений от исходной депрессионной поверхности.

осредненная по мощности пласта, отвечает теории Дюпюи — Форхгеймера [1, 29].

Между тем известно, что теория плановой фильтрации (теория Дюпюи — Форхгеймера), используемая обычно для расчета скважин, является точной лишь для гипотетической анизотропной фильтрующей среды, у которой проницаемость по нормали к напластованию (k_z) бесконечно велика [23]. Чем больше величина k_r/k_z, тем больше размеры той зоны, прилежащей к скважине, в которой эта теория дает значения напоров с заметной погрешностью. В упомянутой зоне линии равных напоров отклоняются от нормалей к напластованию и оказываются существенно криволинейными, так что пьезометры, пройденные в разные точки пласта на одной и той же вертикали, будут показывать различные напоры. Эти различия являются наиболее важными для несовершенных скважин в профильно-анизотропных пластах, в которых проницаемость по напластованию значительно выше, чем вкрест напластования.

В профильно-неоднородных (слоистых) пластах расчетная структура потока принимается в зависимости от соотношения проницаемостей отдельных слоев: при малых соотношениях подход остается аналогичным однородным профильно-анизотропным пластам, а при больших соотношениях используются *предпосылки перетекания* [6, 23], согласно которым линии тока в водоносных пластах считаются параллельными напластованию, а в пределах слабопроницаемых слоев — нормальными напластованию.

По характеру возмущения при эксперименте различаются опыты при понижении напора, при восстановлении напора и при колебательном возмущении (как правило, последний вариант должен быть исключен самой постановкой опыта). При интерпретации опытов по восстановлению часто должен учитываться объем жидкости, идущей на заполнение ствола скважины.

По режиму откачки выделяются опыты с постоянным или изменяющимся по известному закону дебитом и опыты с постоянным уровнем (свободные выпуски).

По значимости дополнительного фильтрационного сопротивления ($\Delta\Phi_c$) фильтра и профильтровой зоны центральной скважины («скин-эффект») различаются скважины без «скин-эффекта» ($\Delta\Phi_c \approx 0$), с положительным ($\Delta\Phi_c > 0$) или — в более редких случаях — с отрицательным ($\Delta\Phi_c < 0$) «скин-эффектом» *.

По характеру проявления нелинейности фильтрационного процесса при откачке будем выделять линейные и нелинейные расчетные схемы. При этом линейность процесса предполагает независимость фильтрационных параметров и *типа* граничных условий от изменений напора по ходу эксперимента. В качестве примеров отметим изменения: 1) расчетной водоотдачи при напорно-безнапорной фильтрации; 2) расчетной проводимости безнапорного пласта — при больших понижениях уровня; 3) расчетных параметров емкости напорного пласта в связи с компрессией — декомпрессией при откачке — восстановлении; 4) интенсивности перетекания из глинистых пород, характеризующихся начальным градиентом; 5) типа граничных условий в центральной скважине — переход с режима работы с заданным расходом на режим постоянного уровня. Большинство факторов,

* В специальной литературе скважины с нулевым «скин-эффектом» называют иногда совершенными по характеру вскрытия, а скважины с положительным «скин-эффектом» — несовершенными по характеру вскрытия.

определяющих нелинейность, трудно поддаются интерпретации и поэтому постановка откачки должна по возможности сводить их влияние к минимуму. Как правило, выполнение этого требования вполне достижимо, в связи с чем в последующих разделах будут анализироваться лишь некоторые наиболее значимые факторы нелинейности.

В дальнейшем, исходя из отмеченной выше практической значимости различных аспектов типизации, а также в целях удобства изложения материала, основные расчетные схемы будут рассматриваться наиболее детально при следующих типовых условиях: 1) процесс является нестационарным (в пределе он может оказаться и стационарным); 2) основной водоносный пласт является планово-однородным (квазиоднородным) и планово-изотропным; 3) режим исходного (естественного) потока — стационарный; 4) инфильтрация в процессе опыта остается неизменной (для безнапорных систем); 5) пласт является неограниченным в плане; 6) процесс рассматривается в стадии понижения напора; 7) фильтрационный процесс является линейным.

При этом в качестве *основных расчетных схем* рассматриваются следующие.

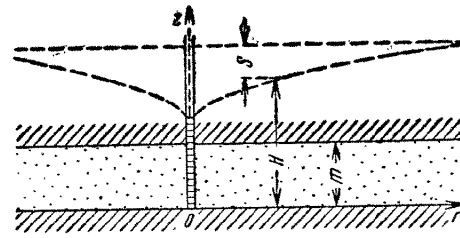


Рис. 9. Схема однородного напорного пласта

1. Изолированный однородный напорный пласт — схема I.

2. Гетерогенные напорные системы, среди которых будем выделять: пласт с перетеканием, т. е. однородный по проницаемости и емкости напорный горизонт при наличии перетекания из смежного водоносного горизонта через относительно водоупорный разделяющий пласт — схема II-1; упругие запасы воды в последнем могут быть пренебрежимо малы (подсхема II-1а), или требуют специального учета (подсхема II-1б); изолированный гетерогенный пласт — схема II-2, которая подразделяется на подсхему II-2а — напорный пласт, сложенный слоями однородных по проницаемости и емкости фильтрующих пород, и подсхему II-2б — однородный пласт гетерогенных пород (пласт, сложенный породами с двойной емкостью).

3. Безнапорный, изолированный снизу пласт — схема III; пласт может быть двухслойным (хорошо проницаемый слой перекрыт относительно слабопроницаемым, к которому во время эксперимента приурочена депрессионная кривая) или однослойным.

Математическая формализация основных расчетных схем сводится к соответствующим дифференциальным уравнениям плоскорадиальной фильтрации. В качестве *основных граничных условий* обычно фигурируют условия постоянства расхода откачки и отсутствия понижений на очень больших расстояниях от опытной скважины (модель неограниченного пласта).

Кратко охарактеризуем физические предпосылки, на которых строятся основные расчетные схемы.

Схема I предполагает, что расход откачки полностью компенсируется упругими запасами опробуемого однородного напорного пласта (рис. 9). В каждой его точке, характеризующейся в момент t понижением напора S, возрастание эффективных напряжений на величину γS приводит к синхронному выделению упругих запасов в объеме $\mu^* S$ с единицы площади пласта. Тем самым одновременно предполагается, что породы кровли пласта по мере его

сжатия прогибаются вместе с ним, не оказывая сопротивления деформированию.

Для учета эффекта жесткости пород кровли можно рассматривать их, в первом приближении, как плиту на упругом основании, претерпевающую прогиб в пределах области приложения депрессионной нагрузки R (области понижения напора при откачке). Такая постановка задачи учитывает, что дополнительная (депрессионная) нагрузка, возникающая за счет понижения гидростатического давления в пласте на величину $\Delta\sigma_н = -\gamma S(r, t)$ (§ 2, гл. 1), передается на водоносный пласт лишь частично. Некоторая доля этой нагрузки ($\Delta\sigma_ж$) воспринимается «жестким перекрытием» — породами кровли пласта, поэтому вместо ранее рассмотренного равенства (1.31) имеем:

$$\Delta\sigma_э = \gamma S - \Delta\sigma_ж. \qquad (2.1)$$

Следовательно, при сравнительно малых размерах области понижения напора при откачке предпосылка (1.31) может оказаться далекой от действительности [15]. С ростом области прогиба плиты (R) в сравнении с ее толщиной (т. е. мощностью пород, перекрывающих водоносный пласт) жесткость плиты, а с ней и величина $\Delta\sigma_ж$ стремятся к нулю, и условие (1.31) выполняется со все возрастающей точностью (более детально — см. § 1, гл. 4).

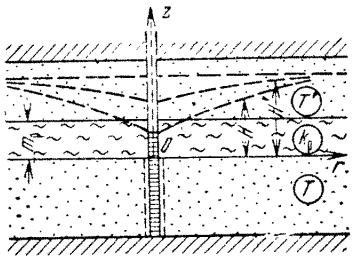


Рис. 10. Схема взаимодействующих пластов

Очевидно, что расчетная схема I служит хорошим приближением при очень слабых проницаемости и сжимаемости пород, смежных с опробуемым пластом. Эта же схема может использоваться для описания сравнительно кратковременных процессов, в течение которых поступление воды из смежных пластов не успевает проявляться.

Схема II-1 предполагает, что расход откачки компенсируется не только упругими запасами опробуемого однородного напорного пласта, но и поступлением воды из смежных с ним водоносного и разделяющего пластов, непосредственно из которых откачка не ведется (рис. 10).

Если считать, что проявлением упругих запасов разделяющего пласта можно пренебречь, то приходим к расчетной *подсхеме II-1а*: дополнительное поступление воды в пласт обусловлено лишь перетеканием из смежного водоносного пласта через несжимаемый разделяющий слой. Интенсивность перетекания на единицу площади пласта полностью определяется тогда разностью напоров взаимодействующих пластов, изменяющейся в процессе опыта. Если к тому же запасы воды в питающем водоносном пласте весьма велики в сравнении с расходами перетекания, то интенсивность перетока зависит только от величины понижения в опробуемом пласте.

Несмотря на то, что реальные разделяющие пласты обычно характеризуются довольно заметными упругими запасами, расчетная подсхема II-1а часто приводит к вполне удовлетворительным результатам; ввиду влияния макронеоднородности разделяющих пород по проницаемости их упругие запасы при откачках ограниченной продолжительности могут не проявляться в ощутимой мере и время распространения возмущения через разделяющий пласт оказывается пренебрежимо малым. В противном случае необходимо учитывать упругий режим фильтрации в пределах этого пласта.

Соответственно, *подсхема II-1б* предполагает, что на ранних этапах опробования дополнительное поступление воды в основной пласт определяется преимущественно упругими запасами разделяющего пласта. В этот период

влияние смежного водоносного горизонта может не учитываться, т. е. используется предпосылка с неограниченной мощности разделяющего пласта. По мере распространения возмущения до внешней границы этого пласта все большую роль в дополнительном питании начинает играть протекание из смежного водоносного горизонта. Таким образом, при достаточно большом времени расчетная схема II-1 отражает одновременную сработку упругих запасов всего рассматриваемого комплекса взаимодействующих пластов.

В рамках с х е м ы II-2 рассматривается движение в гетерогенных пластах — упорядоченного (подсхема II-2а) и неупорядоченного (подсхема II-2б) строения.

Подсхема II-2а предполагает, что опробуемый пласт сложен чередованием слоев пород с различными фильтрационными свойствами (рис. 11). При этом необходимо учитывать возможность перетока между слоями, обусловленного разностью напоров вдоль нормали к напластованию. Этот фактор в случае профильно-неоднородного пласта гораздо бо́льшее значение, чем в однородном пласте. Решение задач в плановой постановке для данной схемы может

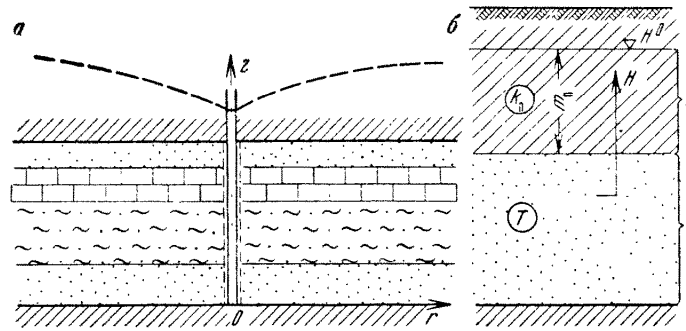


Рис. 11. Схемы слоистых пластов:
а — напорный слоистый пласт; *б* — безнапорный двухслойный пласт (*1* — хорошо проницаемые породы; *2*—слабопроницаемые породы)

быть безоговорочно оправданным только при близких проницаемостях пород отдельных слоев (аналогия со схемой однородного изотропного пласта) или, наоборот, при резко различных проницаемостях, допускающих расчет скоростей с использованием предпосылок перетекания (аналогия с комплексом взаимодействующих пластов). В противном случае наличие перетока и непостоянство напора по вертикали могут быть учтены лишь в рамках профильно-двухмерных расчетных моделей. При этом расчетная схема должна удовлетворять дополнительным условиям, отражающим равенство напоров и расходов перетока на контактах соседних слоев и равенство напоров в слоях на контуре вскрывающей их скважины. Последнее обстоятельство подчеркнем особо: важное отличие данной подсхемы от схемы пласта с перетеканием определяется характером опробования и конструкцией скважин (центральной и наблюдательных), допускающих переток вдоль ствола из одного водоносного слоя в другой.

Подсхема II-2б в отличие от только что рассмотренной относительно к напорным пластам неупорядоченного строения, сложенным трещиновато-пористым породам. При откачке из таких пластов возникает разность напоров между трещинами и пористыми блоками, которой и определяется скорость оттока воды из слабопроницаемых блоков к секущим их трещинам. Ввиду неопределенности размеров и конфигурации блоков, для качественного и количественного анализа фильтрационного процесса в этих условиях обычно прибегают к замене реальной неупорядоченной среды фиктивной моделью пласта

упорядоченного строения. Чаще всего систему пород с двойной емкостью принято имитировать равномернослоистым пластом, состоящим из чередования слоев проницаемых и относительно водоупорных пород (§ 2, гл. 1). В такой постановке фильтрация по трещинам уподобляется движению в проницаемых слоях, а фильтрация по блокам соответствует движению в пределах слабопроницаемых слоев, имеющих одинаковую мощность (m_p). В общем случае, когда пористые блоки имеют произвольные размеры и форму, под m_p следует понимать их некоторый осредненный (приведенный) размер, обеспечивающий ту же расчетную интенсивность изменения упругой емкости блоков, что и в реальном пласте.

Безнапорный поток (с х е м а III). Основной особенностью безнапорных потоков является наличие свободной поверхности, над которой располагается капиллярная зона, причем влияние последней сказывается главным образом на динамике гравитационной емкости (см. § 2, гл. 1).

Формирование фильтрационного потока в безнапорных пластах существенно зависит от их строения по вертикали. Наиболее характерным для горизонтов грунтовых вод является их двухслойное строение (см. рис. 11, *б*), когда верхняя часть потока представлена относительно слабопроницаемыми (покровными) отложениями (т. е. $k_в \ll k_н$). В этом случае при значительном развитии потока в плане, когда область влияния заметно превышает мощность пласта, можно использовать упрощенные представления о структуре потока, основанные на предпосылках перетекания (о горизонтальной фильтрации в нижнем слое и вертикальной фильтрации в верхнем слое), и учитывать лишь гравитационную емкость на свободной поверхности и упругую емкость в нижнем пласте.

Реже в качестве расчетных принимаются схемы однородного и горизонтальнослоистого безнапорных потоков.

В рассмотренных здесь схемах и, соответственно, в последующих разделах работы значения геофильтрационных параметров принимаются как однозначные функции координат области фильтрации, т. е. используются детерминированные модели фильтрационной неоднородности. Вообще говоря, более правильным является предложение рассматривать геофильтрационную параметры как случайные функции координат [5, 18, 28]:

$$\Pi(x, y, z) = \overline{\Pi}(x, y, z) + \hat{\Pi}(x, y, z), \tag{2.2}$$

где $\overline{\Pi}(x, y, z)$ — математическое ожидание, а $\hat{\Pi}(x, y, z)$ — случайная функция с математическим ожиданием, равным нулю.

Формулу (2.2) можно интерпретировать как разложение расчетного параметра на две компоненты — закономерную и случайную. Однако при решении задачи интерпретации единичного эксперимента такой подход полностью теряет смысл, ибо слабая информативность опытных откачек исключает возможность определения всех характеристик случайной функции $\Pi(x, y, z)$ (математическое ожидание, дисперсия, корреляционная функция) в пределах области влияния. Вместе с тем все последующие дифференциальные уравнения можно трактовать как зависимости, записанные для математического ожидания параметров в предположении о стационарности соответствующих им случайных функций (о постоянстве математического ожидания) и о пренебрежимо малом влиянии на эксперимент случайных составляющих $\Pi(x, y, z)$.

Наконец, следует заметить, что основные расчетные схемы базируются на предпосылке сплошности среды, которая может оказаться неправомочной

для «крупноблочных» трещиноватых пород (§ 1, гл. 2). Однако использование теории, учитывающей индивидуальные характеристики трещин [24, 33], при интерпретации опытно-фильтрационных работ, как правило, не представляется возможным ввиду ограниченности исходной информации.

§ 3. Исходная математическая модель и общие методы фильтрационных расчетов скважин

Фильтрационный поток, формирующийся вблизи скважин, обычно удобно рассматривать в цилиндрических координатах, поскольку понижения напора внутри воронки депрессии, как правило, симметричны относительно оси скважины. Особые условия возникают при расположении в зоне влияния скважин каких-либо границ пласта, однако и в этих случаях решение нередко находится путем сложения радиальных течений.

Наиболее характерным граничным условием для скважины является задание расхода (Q) отбора воды при откачке или ее подачи при закачке. В открытой (несамоизливающейся) скважине расход потока Q_c на стенке скважины (при $r = r_c$) будет отличаться от расхода Q, задаваемого на устье скважины, за счет влияния ее емкости. Тогда связь между понижениями и расходами воды в скважине будет описываться следующим балансовым соотношением:

$$Q(t) = \omega_т \frac{\partial S_c}{\partial t} + Q_c(t), \tag{2.3}$$

где $\omega_т$ — площадь сечения труб скважины (на уровне поверхности воды). Естественно, что влияние изменения емкости скважины реально сказывается в том случае, если оно соизмеримо с общим объемом откачки (закачки). Более подробно оценка погрешностей, вызываемых влиянием этого фактора рассматривается в гл. 8.

В некоторых случаях, например при выпусках из самоизливающихся скважин, может также возникать условие заданного напора в скважине. Однако при этом опытные опробования интерпретируются значительно сложнее и поэтому такого условия следует избегать.

На связь между понижениями уровня в скважине и ее расходом существенное влияние может оказывать сопротивление прискважинной зоны, а иногда и гидравлика внутрискважинного потока; эти факторы будут рассматриваться особо в гл. 8, применительно к одиночным опробованиям.

Поскольку размеры области фильтрации (воронки депрессии), как правило, значительно превышают радиус скважины, то при построении математической модели потока скважина обычно заменяется точечным источником-стоком. Последний можно представлять скважиной столь малого радиуса (теоретически, исчезающе малого), что поток вблизи нее имеет радиальный квазистационарный характер.

Построение расчетных зависимостей будем в дальнейшем осуществлять применительно к наиболее характерным условиям откачек из скважин, рассматривая понижение напора S под влиянием водоотбора при исходном стационарном режиме потока. При необходимости применения такого рода зависимостей в расчетах закачек следует исходить из их обратимости; повышении напора при закачках будет соответствовать понижениям при откачках.

3.1. Плановый радиальный поток

Плановые потоки имеют наибольшее распространение при сравнительно крупных по масштабам возмущениях. В частности, эта форма потока является основной при опробованиях пластов совершенными скважинами (в том числе, в слоистых системах).

Дифференциальное уравнение для понижения напора S в планово-радиальном потоке проводимостью T имеет следующую общую форму:

$$\mu^* \frac{\partial S}{\partial t} = T\nabla^2 S + v_{\text{п}} + v_{\text{п}}^0, \quad \nabla^2 S = \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial S}{\partial r}\right), \tag{2.4}$$

где $v_{\text{п}}$ — интенсивность внешнего перетекания (через кровлю и подошву пласта); $v_{\text{п}}^0$ — интенсивность внутреннего перетекания, обусловливаемого гетерогенностью пласта и связанной с нею изменчивостью упругой водоотдачи.

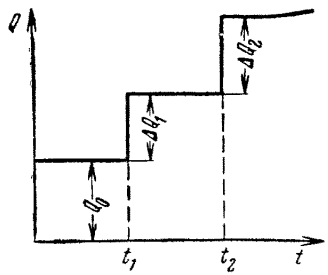


Рис. 12. График переменного расхода источника-стока

Граничное условие, связывающее расход на стенке скважины и понижения напора в пласте, для планового потока имеет вид

$$Q_{\text{с}} = \left|2\pi r_{\text{с}} T \frac{\partial S}{\partial r}\right| r = r_{\text{с}}, \tag{2.5}$$

причем без учета емкости скважины $Q_{\text{с}} = Q$.

Путем проведения анализа размерностей можно показать, что фундаментальное решение уравнения (2.4), получаемое для точечного стока (без учета емкости скважины) при $Q = \text{const}$ представляется общим выражением

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W(r,\ t), \tag{2.6}$$

где $W(r,\ t)$ — безразмерная функция скважины (*well — function*) структура, которой определяется строением потока (неоднородностью, расположением и характером границ). Переводя аргументы этой функции в безразмерную форму, можно записать ее выражение в следующем виде:

$$W(r,\ t) = W(u,\ R,\ N), \quad u = \frac{1}{4F_0} = \frac{r^2}{4at}, \ a = \frac{T}{\text{M}^*}, \tag{2.6а}$$

где $F_0 = at/r^2$ — безразмерное время (параметр Фурье); R и N — обозначение влияния граничных условий и неоднородности строения потока.

Используя принцип суперпозиции (сложения течения), нетрудно распространить такое фундаментальное решение на случай переменного расхода источника-стока, задаваемого по ступенчатому графику (рис. 12). В этом случае для начальной ступени справедливо выражение (2.28) при $Q = Q_0$, а для любой n-й ступени ($t_n \leqslant t \leqslant t_{n+1}$):

$$S = \frac{Q_0}{4\pi T} W(r,\ t) + \sum_{i=1}^{n} \frac{\Delta Q_i}{4\pi T} W(r,\ t - t_i). \tag{2.7}$$

При задании непрерывной зависимости $Q(t)$ изменение уровня определится интегралом, получаемым из выражения (2.7) предельным переходом при бесконечно малых размерах ступеней:

$$S = \frac{Q_0}{4\pi T} W(r,\ t) + \frac{1}{4\pi T} \int_0^t Q_1(\tau) \cdot W(r,\ t-\tau)\, d\tau, \quad Q_1 = \frac{dQ}{dt}, \tag{2.8}$$

который обычно носит название интеграла Дюамеля. Интегрированием по частям можно получить его модификацию вида

$$S = \frac{Q_0}{4\pi T} W(r,\ t) + \frac{1}{4\pi T} \int_0^t Q(t-\tau) \frac{\partial W(r,\ \tau)}{\partial \tau}\, d\tau. \tag{2.9}$$

В некоторых случаях (при самоизливающихся скважинах или в слабоводообильных пластах) скважины работают при режиме заданного уровня. В этом случае фундаментальным является решение при постоянном изменении уровня в скважине ($S_c = S_c^0 = \text{const}$).

Расход $Q_c(t)$ и суммарной приток для $V_c(t)$ к скважине при переменном во времени изменении уровня в скважине $S_c(t)$ можно определить, исходя из известной зависимости для этих величин (Q_c^0 и V_c^0) в фундаментальном случае $S_c = S_c^0$, по следующим выражениям интеграла Дюамеля:

$$Q_c(t) = \frac{1}{S_c^0} \int_0^t Q_c^0(\tau) \frac{\partial S_c(t-\tau)}{\partial \tau}\, d\tau; \tag{2.10}$$

$$V_c(t) = \frac{1}{S_c^0} \int_0^t V_c^0(\tau) \frac{\partial S_c(t-\tau)}{\partial \tau}\, d\tau. \tag{2.11}$$

Источники-стоки допускают также сложения их действий (суперпозицию) и в пространстве, так что изменение уровня от действия нескольких источников-стоков получается алгебраическим суммированием изменений уровня от действия каждого источника-стока в отдельности.

Влияние прямолинейных границ пласта эффективно учитывается на основе метода отражений [9, 29], основные положения которого будут представлены ниже для типичных схем расположения прямолинейных границ применительно к фундаментальному случаю постоянного расхода источника-стоков.

Наличие прямолинейной границы I рода учитывается заданием фиктивного зеркально отраженного относительно границы источника стока той же интенсивности, но противоположного знака. Соответственно, формула для изменения уровня получится путем вычитания соответствующих выражений для реального и фиктивного источников-стоков:

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W_1(r,\ t), \quad W_1(r,\ t) = W_0(r,\ t) - W_0(r',\ t), \tag{2.12}$$

где $W_0(r,\ t)$ — значение $W(r,\ t)$ в неограниченном пласте.

Наличие непроницаемой границы полуограниченного пласта учитывается заданием фиктивного симметрично отраженного относительно границы источника-стока той же интенсивности. Соответственно, выражение для изменения

уровня здесь получится путем сложения решений для реального и фиктивного источников-стоков:

$$S=\frac{Q}{4\pi T}W_2(r,\ t),\quad W_2(r,\ t)=W_0(r,\ t)+W_0(r',\ t). \tag{2.13}$$

В этих выражениях r и r' — расстояния до рассчетной точки от реального и фиктивного (отраженного) источника-стока.

Сравнительно несложно распространяется метод отражений на условия углового и полосового пластов.

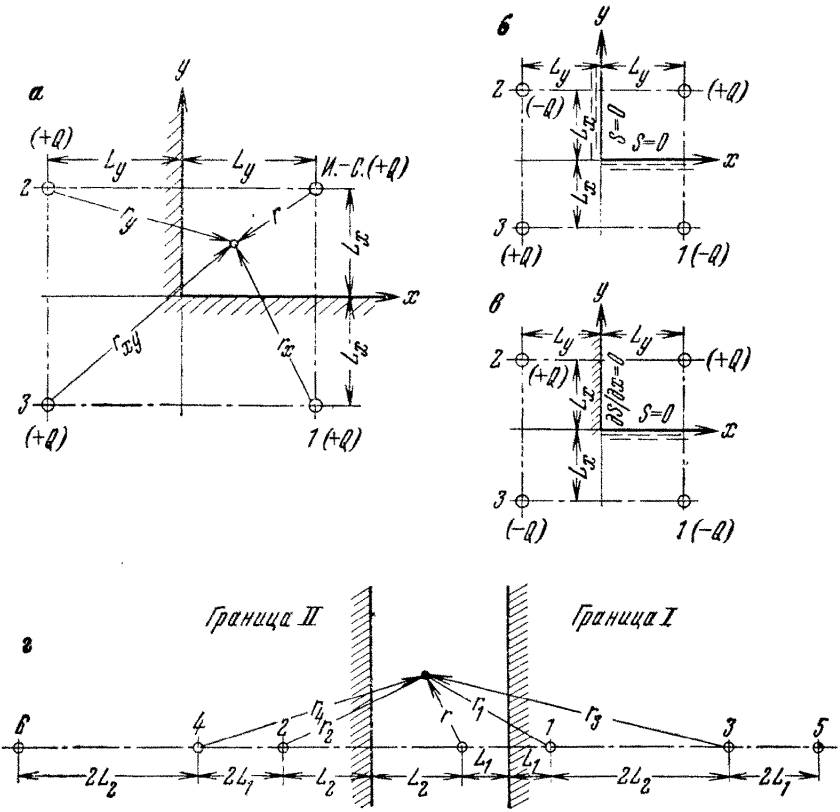


Рис. 13. Схема отражений источника-стока в угловом (*а*, *б*, *в*) и в полосовом пласте (*г*)

Для углового пласта вводятся три фиктивных источника-стока, отраженные относительно границы пласта, причем знак отраженных источников-стоков определяется родом границ по приведенным выше правилам (рис. 13). Например, для наиболее характерного случая непроницаемых границ (см. рис. 13) все отраженные источники-стоки будут иметь тот же знак, что и реальный. Таким образом, в этом случае

$$S=\frac{Q}{4\pi T}[W_0(r,\ t)+W_0(r_x,\ t)+W_0(r_y,\ t)+W_0(r_{xy},\ t)]. \tag{2.14}$$

Для полосового пласта отражение источников-стоков осуществляется бесконечное количество раз, что приводит к выражению для S в виде бесконечных рядов [6, 29]. Например, для полосового пласта с непроницаемыми границами (см. рис. 13, *б*) получим

$$S = \frac{Q}{4\pi T}\left[W_0(r,\ t) + \sum_{i=1}^{\infty} W_0(r_i,\ t)\right], \tag{2.15}$$

где r_i — расстояние до фиктивных отражений источников-стоков.

3.2. Сферический и профильно-радиальный потоки

Для потоков, существенно, деформирующихся в вертикальной плоскости (такие потоки характерны, например, при действии несовершенных скважин), математическая модель строится применительно к схемам сферического и профильно-радиального потоков.

Наиболее простым пространственным потоком является сферический, который возникает при действии точечного источника-стока в неограниченном однородно-изотропном пласте; в таком потоке линии тока имеют радиальное направление, а поверхности равного напора являются концентрическими сферами с центром, совпадающим с источником-стоком. Дифференциальное уравнение для понижения напора в сферическом потоке имеет вид

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{a}{r_0^2}\frac{\partial}{\partial r_0}\left(r_0^2\frac{\partial S}{\partial r_0}\right), \tag{2.16}$$

где r_0 — радиальная координата, а $v_{\text{п}}^0$ — интенсивность внутреннего перетекания, обусловленная гетерогенностью пласта.

При действии стока с постоянной интенсивностью Q решение уравнения (2.16) в гомогенном пласте (при $v_{\text{п}}^0 = 0$) имеет вид [22, 27]:

$$S = \frac{Q}{4\pi k r_0}\operatorname{erfc}\lambda_0, \quad \lambda_0 = \frac{r_0}{2\sqrt{at}}. \tag{2.17}$$

В частности, при стационарном режиме (при $t \to \infty$) уравнение (2.17) принимает вид

$$S = \frac{Q}{4\pi k r_0}. \tag{2.18}$$

В качестве математической модели скважины широко используется также линейный источник-сток, в который расход скважины задается на ее оси; таким образом, в линейном источнике-стоке сохраняется вертикальный размер скважины, а ее радиус принимается бесконечно малым. Обычно используется модель равномерного линейного источника-стока, когда его расход равномерно распределяется по длине рабочей части скважины. Для такой модели выражение, описывающее понижение напора S, получится интегрированием понижений dS от действия точечных источников-стоков интенсивностью Qdz_0/l, равномерно располагаемых в пределах интервала рабочей части скважины. При стационарном режиме в неограниченном однородном пласте величина dS определяется, исходя из решения (2.18) с заменой Q на Qdz_0/l, а решение для равномерного линейного источника-стока представляется выражением

$$S = \frac{Q}{4\pi k l}\ P(\bar{r},\ \bar{z}),\ \bar{r} = \frac{r}{l},\ \bar{z} = \frac{z}{l}, \tag{2.19}$$

где

$$P(\bar{r},\ \bar{z}) = \operatorname{Arsh}\frac{\bar{z}+0{,}5}{\bar{r}} - \operatorname{Arsh}\frac{\bar{z}-0{,}5}{\bar{r}}. \qquad (2.19а)$$

В приложении приведена табл. 4 и формулы для определения $P(\bar{r}, \bar{z})$.

При нестационарном режиме решение фундаментальной задачи для линейного источника-стока постоянной интенсивности Q, исходя из решения (2.17) для точечного источника стока, можно представить в виде [27]

$$S = \frac{Q}{4\pi kl} P(\bar{r},\ \bar{z},\ u), \quad u = \frac{r^2}{4at}, \qquad (2.20)$$

$$P(\bar{r},\ \bar{z},\ u) = M\left(u,\ \frac{0{,}5+\bar{z}}{\bar{r}}\right) + M\left(u,\ \frac{0{,}5-\bar{z}}{\bar{r}}\right), \qquad (2.20а)$$

где $M(u,\ \beta)$ — специальная функция, выражения которой приведены в приложении — табл. 5.

Рассмотрим теперь теоретические построения для потока в анизотропном пространстве, характеризующегося различными значениями коэффициентов фильтрации в горизонтальном (k_r) и вертикальном (k_z) направлениях. В этом случае дифференциальное уравнение для понижения напора при нестационарном упругом режиме фильтрации имеет вид [9, 14]

$$\frac{k_r}{r}\cdot\frac{\partial}{\partial r}\ r\left(\frac{\partial S}{\partial r}\right) + k_z\frac{\partial^2 S}{\partial z^2} = \eta^*\frac{\partial S}{\partial t}. \qquad (2.21)$$

Введя в уравнение (2.21) разномасштабные координаты $\rho = r/\sqrt{k_r}$ и $\zeta = z/\sqrt{k_z}$, приведем его к виду

$$\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial}{\partial\rho}\left(\rho\frac{\partial S}{\partial\rho}\right) + \frac{\partial^2 S}{\partial\zeta^2} = \eta^*\frac{\partial S}{\partial t}, \qquad (2.22)$$

соответствующему уравнению фильтрации в изотропном пласте при $k = 1$.

Таким образом, масштабные преобразования координат позволяют свести анизотропную среду к изотропной. В частности, для точечного источника-стока постоянной интенсивности Q здесь можно использовать выражение (2.17) с преобразованием координат:

$$S = \frac{C}{\sqrt{\rho^2+\zeta^2}}\operatorname{erfc}\frac{\sqrt{\rho^2+\zeta^2}}{2\sqrt{t/\eta^*}}. \qquad (2.23)$$

Для определения постоянной C записывается выражение для расхода источника-стока на поверхности сферы бесконечно малого радиуса, что дает [8] $C = Q/4\pi k_r\sqrt{k_z}$, и решение для источника-стока в анизотропном пространстве принимает вид

$$S = \frac{Q}{4\pi kr\sqrt{(\varkappa r)^2+z^2}}\operatorname{erfc}\frac{\sqrt{(\varkappa r)^2+z^2}}{2\sqrt{a_z t}}, \quad \varkappa = \sqrt{\frac{k_z}{k_r}}, \quad a_z = \frac{k_z}{\eta^*}. \qquad (2.24)$$

Влияние плоских границ (кровли или подошвы пласта) здесь учитывается принципиально так же, как и для источников-стоков на плоскости, в частности, на основе метода отражений.

§ 4. Фильтрационные расчеты скважин методами интегральных преобразований

Сущность рассматриваемых здесь методов решения геофильтрационных задач заключается в использовании различных интегральных преобразований по отношению к исходному дифференциальному уравнению. В результате задача сводится к решению его интегрального аналога, имеющего меньшее число независимых переменных за счет удалений той переменной, по которой велось интегрирование. Чаще всего в качестве такой переменной выступает время, реже — пространственные координаты; соответственно, наибольшее распространение на практике получили методы решения геофильтрационных задач с помощью *преобразования* Лапласа (или Лапласа—Карсона) *по временной переменной.*

Запишем общее уравнение фильтрации при откачке в виде

$$\frac{\partial S}{\partial t} = D(S), \tag{2.25}$$

где D — дифференциальный линейный оператор, содержащий производные от функции-оригинала S лишь по пространственным координатам (линейность здесь предполагает независимость коэффициентов при производных от искомой функции S).

Применим к уравнению (2.25) преобразование Лапласа—Карсона [11, 12], введя функцию-изображение

$$\tilde{S}(x,\ y) = \frac{1}{t_p}\int_0^\infty S(x,\ y,\ t)\, e^{-t/t_p}\, dt, \tag{2.26}$$

где t_p — параметр преобразования, имеющий размерность времени. Тогда уравнение (2.25) перейдет в стационарное:

$$\frac{\tilde{S}}{t_p} - S\,|_{t=0} = D(\tilde{S}). \tag{2.27}$$

Если исходная поверхность напоров стационарная, то, принимая $S/_{t=0} = 0$, получим уравнение в изображениях:

$$\tilde{S} - t_p D(\tilde{S}) = 0, \tag{2.28}$$

в котором сохранились производные лишь по пространственным координатам.

Граничные условия для уравнения (2.28) получаются из исходных граничных условий после применения к ним преобразования Лапласа—Карсона вида (2.26). В частности, из формулы (2.26) следует, что при постоянных во времени граничных условиях они сохраняют свой вид и после перехода к изображениям.

Таким образом, вместо исходной нестационарной краевой задачи для функции-оригинала S решается более простая («стационарная») задача для функции-изображения $\tilde{S}$. Для перехода от решения в изображениях к исходному решению для функции-оригинала используются специальные таблицы обращений для преобразования Лапласа—Карсона или Лапласа [12].

В качестве примера найдем решение задачи о скважине с постоянным дебитом в неограниченном напорном пласте. Из исходного уравнения (2.4) получаем уравнение в изображениях (при $v_п = 0$, $v_п^0 = 0$):

$$\frac{1}{r}\frac{d}{dr}\left(r\frac{d\tilde{S}}{dr}\right)-\frac{1}{at_p}\tilde{S}=0.\ ,\quad a=\frac{T}{\mu^*}. \tag{2.29}$$

Граничные условия имеют в изображениях вид

$$\left(r\frac{d\tilde{S}}{dr}\right)_{r=r_c}=-\frac{Q}{2\pi T};\quad \tilde{S}\,|_{r\to\infty}=0. \tag{2.30}$$

Решение полученного обыкновенного дифференциального уравнения (уравнение Бесселя) с учетом граничных условий дается по формуле [23]:

$$\tilde{S}(r)=\frac{Q}{2\pi T r_c}\,\frac{K_0\left(r\sqrt{1/at_p}\right)}{\frac{1}{\sqrt{1/at_p}}K_1\left(\sqrt{1/at_p}\cdot r_c\right)}, \tag{2.31}$$

где K_0 и K_1 — функции Бесселя второго рода нулевого и первого порядков от мнимого аргумента [25]. При $r_c/\sqrt{at_p} < 0{,}1$ можно считать $K_1\left(r_c\sqrt{1/at_p}\right)\approx \approx \frac{1}{r_c}\sqrt{at_p}$ и формула (2.61) принимает вид

$$\tilde{S}(r)=\frac{Q}{2\pi T}K_0\left(r\sqrt{1/at_p}\right). \tag{2.32}$$

От полученного таким образом решения задачи в изображениях, с помощью таблиц обращения, находим исходное решение — оригинал для функции S:

$$S(r,\ t)=\frac{Q}{4\pi T}\int_0^t\frac{\exp\left(-\frac{r^2}{4a\tau}\right)}{\tau}d\tau=\frac{Q}{4\pi T}W\left(\frac{r^2}{4at}\right). \tag{2.33}$$

Если решение в изображениях не имеет «готового» (табличного) оригинала, то могут использоваться приближенные — численные методы обращения. Так, в работе [20] предложена следующая приближенная формула обращения, рекомендуемая для неколебательных режимов на скважине:

$$S(t)=0{,}9\left(-\tilde{S}_1+\frac{16}{3}\tilde{S}_2-\frac{16}{5}\tilde{S}_3\right), \tag{2.34}$$

где $\tilde{S}_1$, $\tilde{S}_2$ и $\tilde{S}_3$—значения изображений при параметрах преобразования, равных соответственно:

$$t_{p1}=2{,}89t;\quad t_{p2}=\frac{1}{3}t_{p1};\quad t_{p3}=\frac{1}{5}t_{p1} \tag{2.35}$$

(t — расчетное время).

Рассмотрим для примера задачу о скважине с постоянным расходом в неограниченном напорном пласте (схема I). Решение в изображениях имеет вид (2.32). Подставляя его в формулу (2.34), получаем:

$$\frac{2\pi TS(r,\ t)}{Q}=0{,}9\left[-K_0(1{,}18\lambda)+5{,}333K_0(2{,}03\lambda)-3{,}2K_0(2{,}63\lambda)\right], \tag{2.36}$$

где $\lambda=\frac{r}{2\sqrt{at}}$.

Сравнение точного решения с приближенным свидетельствует о достаточной надежности последнего

До сих пор мы говорили об использовании интегрального преобразования для получения аналитического решения той или иной краевой задачи. Однако для достижения конечной цели интерпретации опытно-фильтрационных работ, т. е. для определения значений опытно-фильтрационных параметров, обратный переход от решения интегрального уравнения-аналога к решению исходного уравнения (от изображения к оригиналу), не является обязательным: искомые параметры могут определяться непосредственно из полученного решения в изображениях [3]. Для этого необходимо лишь предварительно рассчитать значения функции-изображения $\tilde{S}$ (или $\tilde{Q}$), используя известные из наблюдений графики функций $S(t)$ или $Q(t)$. Для численного определения изображения, отвечающего интегральному преобразованию Лапласа—Карсона вида (2.26), может использоваться следующая приближенная формула [10]:

$$\int_0^\infty S(t)\exp(-t/t_p)\,dt = t_p A_0 S(0) + t_p \sum_{k=1}^{n} A_k S(t_k). \qquad (2.37)$$

В работе [7] приведена таблица значений $x_k = t_k/t_p$ и коэффициентов A_k для значений n, варьирующих от 1 до 16, а также для $n = 20, 24, 28, 32$. Порядок вычислений изображения с помощью метода механической квадратуры следующий: выбирается значение параметра t_p (величина, имеющая размерность времени), после чего для заданной величины «n» находятся значения x_k и соответствующие им значения A_k, далее при известных значениях t_p и x_k из соотношения $t_k = x_k t_p$ определяются моменты времени t_k, на которые для вычислений по формуле (2.37) берутся известные значения функции $S(t_k)$. Например, для случая $n = 10$ коэффициенты A_k определяются по табл. 3.

Таблица 3

k	0	1	2	3	4	5	6	7	8
$x_k = t_k/t_p$		0.335	1.128	2.396	4.167	6.487	9.428	13.102	17.696
A_k	0,091	0.403	0,332	0,138	0,0316	0,00398	0.(3)264	0.(5)836	0.(6)106

Подсчет суммы ряда в формуле (2.37) обычно можно в этом случае ограничить пятью—шестью первыми членами.

Если функция $S(t)$ становится заметно отличной от нуля лишь при $t \geqslant t_1 > 0$, то вместо (2.37) лучше использовать формулу

$$\int_0^\infty S(t)\,e^{-t/t_p}\,dt = t_p e^{-t/t_p} \sum_{k=1}^{n} A_k S(t_1 + \Delta t_k), \qquad (2.38)$$

где $\Delta t_k = t_k - t_1$; в этом случае по табл. 3 вместо t_k/t_p находится $\frac{\Delta t_k}{t_p}$.

Расчет изображения по графику функции $S(t)$ занимает несколько минут; пример расчета приведен в § 2 гл. 5.

Формула (2.37) обеспечивает удовлетворительную точность для функций, которые достаточно хорошо аппроксимируются непрерывным и монотонным опытным графиком.

Более точный метод вычисления использует представление искомого интеграла в следующем виде [10]:

$$\int_0^\infty S(t)\exp(-t/t_p)\,dt = t_p S(0) + t_p^2 \sum_{i=0}^{n-1} \frac{S(t_{i+1}) - S(t_i)}{t_{i+1} - t_i} [\exp(-t_i/t_p) - \exp(-t_{i+1}/t_p)]. \tag{2.39}$$

При условии равенства интервалов

$$t_{i+1} - t_i = \Delta t,$$

выражение (2.39) преобразуется к виду:

$$\int_0^\infty S(t)\exp(-t/t_p)\,dt = t_p S(0) + \frac{t_p^2}{\Delta t}\left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{t_p}}\right) \sum_{i=0}^{n-1} [S(t_{i+1}) - S(t_i)]\, e^{-i\,\Delta t/t_p}. \tag{2.39а}$$

Для реализации этого метода рекомендуется использовать малые ЭВМ.

Очевидно, что точность вычисления интегралов вида (2.26) в значительной степени связана с выбором параметра t_p. С одной стороны, величина t_p должна приниматься достаточно малой, т. е. значение множителя $\exp(-t/t_p)$ не должно быть слишком большим. Это положение определяется тем, что в выражении (2.26) интегрирование по времени должно осуществляться в пределах от 0 до ∞, в то время как на практике фактические данные об изменении уровней подземных вод могут быть получены только в конечном интервале времени (от 0 до t_0).

С другой стороны, при слишком малых значениях параметра t_p на величине искомого интеграла может решающим образом отразиться влияние начальных стадий формирования понижений уровня подземных вод или дебитов испытуемых скважин, когда погрешности максимальны.

В целом следует считать всегда желательным выполнение требования

$$t_p \leqslant \frac{1}{6} t_0. \tag{2.40}$$

Если первые наблюдения — до момента $t_{\min}$ являются по каким-либо причинам недостоверными, то следует принимать t_p, отвечающим условию

$$t_p > 2t_{\min}. \tag{2.41}$$

Таким образом, для эффективного использования операционного метода должно выполняться условие $t_{\min} \leqslant 0{,}1t_0$.

После вычисления опытной функции $\tilde{S}(r)$ искомый параметр определяется непосредственно из аналитического решения задачи в изображениях.

Рассмотрим для примера задачу об откачке из скважины в изолированном напорном пласте при произвольном дебите $Q(t)$. Изображение для функции $Q(t)$ определится формулой

$$\tilde{Q} = \frac{1}{t_p}\int_0^\infty Q(t)\, e^{-t/t_p}\,dt \tag{2.42}$$

или, при ступенчатом графике $Q(t)$ (см. рис. 12),

$$\tilde{Q} = Q_0 + \sum_{i=1}^{n} \Delta Q_i \exp(-t_i/t_p). \tag{2.42а}$$

Следовательно, аналогично (2.32), решение поставленной задачи в изображениях дается формулой

$$\frac{\tilde{S}(r)}{\tilde{Q}} = \frac{1}{2\pi T} K_0(\chi r), \tag{2.43}$$

где

$$\chi = \sqrt{\frac{1}{at_p}}. \tag{2.43а}$$

При заданном понижении на скважине

$$\frac{\tilde{S}(r)}{\tilde{S}_c} = \frac{K_0(\chi r)}{K_0(\chi r_c)}. \tag{2.44}$$

Для совершенных скважин, работающих в условиях более сложных фильтрационных схем, решение (2.43) сохраняет свой вид, но коэффициент χ имеет отличные значения; некоторые важнейшие случаи отражены в последующих главах.

Еще одним примером может являться задача о скважине вблизи гидрогеологического «окна» кругового очертания. Аналогично (2.32), изображения для понижения в основном и взаимодействующем пластах определяются формулами

$$\begin{cases} \tilde{S} = \dfrac{1}{2\pi T}\left[\tilde{Q} K_0(r/\sqrt{at_p}) - \tilde{Q}_{\text{п}} K_p(\rho/\sqrt{at_p})\right]; \\ S' = \dfrac{1}{2\pi T'} \tilde{Q}_{\text{п}} K_0(\rho/\sqrt{a't_p}), \end{cases} \tag{2.45}$$

где ρ — расстояние от центра «окна» до расчетной точки, а $\tilde{Q}_{\text{п}}$ — изображение для расхода перетока через «окно», определяемое из условия равенства понижений S и S' на контуре «окна» радиуса R_0 ($\tilde{S} = \tilde{S}'$ при $\rho = R_0$).

Важнейшим достоинством операционного метода является его интегральная «природа», обеспечивающая свертку и осреднение информации по временной координате. Кроме того, достигается высокая степень унификации результирующих зависимостей и, соответственно, способов обработки опытных данных для разнообразных расчетных схем.

В заключение остановимся на методах, использующих интегральные *преобразования по пространственным координатам*. В этом плане в теории геофильтрации также находят применение различные стандартные преобразования. Так, при построении аналитических решений для областей с прямолинейными (плоскими) границами используется пространственное преобразование Фурье, позволяющее свести многомерные задачи к одномерным. Например, для двухмерного потока в плоскости (x, y), прямолинейные непроницаемые границы которого совпадают по направлению с осью y, целесообразно применить косинус — преобразование Фурье:

$$\hat{S} = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} S(x, y) \cos(\sigma y)\, dy, \tag{2.46}$$

где σ — параметр преобразования [12]. Обратный переход — от изображений к оригиналам функций — осуществляется по формуле

$$S(x,\ y) = 2\int_0^\infty \hat{S}(x,\ \sigma)\cos(\sigma y)\,d\sigma. \tag{2.46а}$$

Для нахождения приближенных аналитических решений одномерных задач с успехом используется предложенный Г. И. Баренблаттом *метод интегральных соотношений* [3]. Согласно этому методу, искомая функция $S\ (r,\ t)$ должна удовлетворять некоторому интегральному соотношению (или ряду соотношений), получаемому путем интегрирования исходного дифференциального уравнения по координате r. Однако в отличие от случаев преобразования по временной координате, в этом варианте непосредственное построение преобразованной функции по опытным данным обычно недопустимо вследствие ограниченной информации об изменчивости функции $S\ (r,\ t)$ в пространстве (число наблюдательных скважин мало и не позволяет построить надежный график $S\ (r)$). Поэтому интегральный аналог исходного уравнения решается приближенным методом в целях получения конечной аналитической зависимости. Для этого искомая функция S представляется в виде многочлена по степеням от отношения $r/R\ (t)$, где $R\ (t)$ — длина расчетной зоны влияния (для задач с осевой симметрией в этом представлении участвует также логарифмический член). Коэффициенты многочлена считаются функциями времени, определяемыми исходя из граничных условий, а неизвестная $R\ (t)$ находится из интегрального уравнения.

Метод интегральных преобразований Г. И. Баренблатта, будучи достаточно гибким и надежным, позволяет обычно получить приближенное решение задачи в элементарных функциях. Результирующие формулы имеют простую структуру, что позволяет в ряде случаев разработать эффективную методику интерпретации опытных работ.

В дальнейшем будем пользоваться частным вариантом этого метода, который, по существу, представляет собой метод интегрального баланса и основывается на единственном интегральном соотношении — уравнении сохранения массы жидкости в пределах воронки депрессии.

Примером применения такого метода является задача о скважине, работающей с постоянным расходом в неограниченном напорном пласте. Исходное уравнение фильтрации (2.4) (где $v_\text{п} = v_\text{п}^0 = 0$), после умножения на $r\,dr$ и интегрирования по r в пределах от $r_\text{с}$ до $R\ (t)$ дает балансовое уравнение

$$\int_{r_\text{с}}^{R(t)} \frac{\partial S}{\partial t}\,r\,dr = a\int_{r_\text{с}}^{R(t)} \frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial S}{\partial r}\right)dr. \tag{2.47}$$

При достаточно гладких значениях функции S и ее производных справедливо соотношение

$$\frac{d}{dt}\int_{r_\text{с}}^{R(t)} S(r,\ t)\,r\,dr = \int_{r_\text{с}}^{R(t)} \frac{\partial S}{\partial S}\,r\,dr + S[R(t),\ t]\,R(t)\,\frac{dR(t)}{dt} \tag{2.47а}$$

и уравнение (2.47) принимает вид

$$\frac{d}{dt}\int_{r_c}^{R(t)} S(r,\ t)\,r\,dr = a\left(r\frac{\partial S}{\partial r}\right)\Bigg|_{r_c}^{R(t)}, \tag{2.48}$$

так как $S\,[R\,(t),\ t] = 0$.
Будем искать $S\,(r,\ t)$ в виде

$$S\,(r,\ t) = c\,(t)\ln\frac{r}{R\,(t)} + c_0\,(t) + c_1\,(t)\frac{r}{R\,(t)}. \tag{2.49}$$

Поскольку

$$S\,|_{r=R\,(t)} = 0;\quad \frac{\partial S}{\partial r}\Big|_{r=R\,(t)} = 0 \quad \text{и} \quad r\frac{\partial S}{\partial r}\Big|_{r=r_c} = -\frac{Q}{2\pi T},$$

то

$$S\,(r,\ t) = \frac{Q}{2\pi T}\left(\ln\frac{R}{r} - 1 + \frac{r}{R}\right) = \frac{Q}{4\pi T}W_R \tag{2.50}$$

при $r_c \ll R\,(t)$; значения функции W_R даны в приложении (табл. 3).

Подставив выражение для S в интегральное соотношение (2.48) и проведя интегрирование, получим дифференциальное уравнение для определения $R\,(t)$:

$$\frac{d}{dt}\left(\frac{1}{12}R^2\right) = a. \tag{2.51}$$

С учетом начального условия $R\,(0) = r_c \approx 0$, после интегрирования получаем

$$R\,(t) = \sqrt{12at}. \tag{2.52}$$

Формулы (2.50) и (2.52) полностью решают задачу; сопоставление с решением (2.33) свидетельствует о высокой точности метода интегрального баланса. Важным достоинством этого метода является также возможность его широкого применения для решения нелинейных задач.

Глава 3

ПРИНЦИПЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫХ РАБОТ

Интерпретация опытно-фильтрационных работ включает обоснование используемой расчетной схемы с диагностикой процесса, количественную обработку данных по принятой схеме с выбром способа обработки и обоснование расчетных локальных значений параметров. Все эти аспекты интерпретации неразрывно связаны друг с другом, причем диагностика обычно требует проведения предварительных количественных оценок. По этой причине целесообразно рассмотреть принципы интерпретации, начиная с общего анализа количественных способов обработки результатов опытно-фильтрационных работ.

§ 1. Общие представления о способах обработки данных опытно-фильтрационных работ

Основные практические методы обработки данных опытных откачек построены на использовании аналитических решений соответствующих краевых задач, которые применяются в различных их модификациях — в зависимости от характера и степени использования, а также формы представления, полученной при откачке информации.

По характеру использованной информации об изменчивости фильтрационного процесса (понижений напоров) методика обработки данных откачек основывается на анализе либо изменений понижений во времени по одной наблюдательной скважине (временное прослеживание), либо изменений понижений в пространстве — по группе наблюдательных скважин на один и тот же момент времени или при стационарном режиме (пространственное прослеживание). В некоторых случаях представляется возможным обобщение («свертка») информации и в пространстве, и во времени (комбинированное прослеживание).

Обычно для обработки используется информация, представляемая непосредственно в форме данных понижений напора и расходов опробования. Вместе с тем, для временного прослеживания, обладающего обычно довольно подробной информацией, целесообразным оказывается применение предварительного преобразования данных во времени. Для этого все чаще используются интегральные преобразования понижений, особенно по Лапласу или по Лапласу—Карсону (см. § 4, гл. 2). Важным достоинством обработки опыта с использованием таких интегральных преобразований является расширение возможностей диагностики процесса. Определенный интерес представляют также дифференциальные преобразования графиков понижения во времени, сводящиеся к обработке данных об изменениях скорости понижения уровня. Преимущества последних преобразований связаны с тем, что зависимости для скорости понижения уровня имеют обычно более простой характер. Однако применение такого способа сдерживается тем, что для определения скорости понижения требуется проводить численное дифференцирование опытных данных изменения уровня, а корректность такой операции требует обоснования. По формам преобразования исходных расчетных зависимостей можно выделить следующие варианты способов обработки.

Способы эталонной кривой. Обоснование этих способов для совершенных скважин покажем на примере откачки с постоянным дебитом, когда общее выражение для понижений напора представляется в форме (2.26). Прологарифмируем это выражение и аргумент безразмерного времени u:

$$\lg S = \lg \frac{Q}{4\pi T} + \lg W,\ \lg \frac{1}{u} = \lg 4a + \lg \frac{t}{r^2}. \qquad (3.1)$$

Из соотношений (3.1) видно, что, если построить эталонную кривую для безразмерного понижения $\overline{S}$ в координатах $\lg W$, $\lg 1/u$ и наложить ее на график временного прослеживания, построенный в координатах $\lg W, \lg t/r^2$, то эти графики должны иметь одинаковую форму. Параллельным перемещением по осям координат можно добиться совпадения этих графиков, причем они будут сдвинуты по вертикали на величину $\lg Q/4\pi T$, а по горизонтали — на величину $\lg 4a$. Способ эталонной кривой применяется и для обработки данных площадного

прослеживания, например, при перетекании, когда выражение для понижения уровня имеет вид

$$S = \frac{Q}{2\pi T}\bar{S}(\bar{r}, \Gamma), \quad \bar{r} = \frac{r}{B}, \tag{3.2}$$

где B — фактор перетекания; Γ — безразмерная характеристика влияния границ пласта. В этом случае эталонная кривая, построенная в координатах $\lg \bar{S}$ и $\lg \bar{r}$, накладывается на график опытных данных, построенный в координатах $\lg S$ и $\lg r$ после их совмещения ординаты этих графиков будут сдвинуты на величину $\lg Q/2\pi T$, а абсциссы на величину $\lg B$ (см. § 2, гл. 5).

Способы прямолинейной анаморфозы (прямой линии). При определенных условиях удается привести расчетные зависимости к виду

$$A\varphi(S) = B + \psi(r, t), \tag{3.3}$$

где $\varphi(S)$ и $\psi(r, t)$ — некоторые функции (от S или от r и t), а A и B — коэффициенты, в которые входят искомые параметры. На преобразованных графиках результатов откачки в координатах $\varphi(S)$, $\psi(r, t)$ опытные точки должны ложиться на прямую линию, с которой снимаются величины A и B.

Весьма распространенным примером такого преобразования являются расчеты в условиях квазистационарного режима. Например, для откачек из совершенных скважин в этом случае получается зависимость вида

$$\frac{4\pi T}{Q}S = \ln 4a + \ln\frac{t}{r^2} + \bar{S}_R, \tag{3.4}$$

где $\bar{S}_R$ — часть безразмерной функции понижения, учитывающая влияние границ и неоднородности потока (см. § 4, гл. 5). В этом случае $\varphi(S) = S$, $\psi(r, t) = \ln t/r^2$, так что преобразованный график строится в координатах S, $\ln t/r^2$ (или $\lg t/r^2$).

Существует ряд способов обработки кривых временного прослеживания, в которых $\varphi(S)$ и $\psi(r, t)$ представляют собой некоторые интегрально-преобразованные функции; примером является обработка кривых восстановления уровней в центральной скважине учетом ее емкости на основе интегральных преобразований Лапласа — Карсона, а также интегральный способ Бузинова — Умрихина (см. § 1, гл. 5).

К достоинствам этого способа относится также возможность машинной обработки результатов со статистической оценкой получающегося разброса опытных точек [4, 8]. Недостатком способа является ограничение его применимости временем наступления квазистационарного режима. При этом теряется информация начального периода нестационарного режима, которая может быть существенной (особенно для удаленных наблюдательных скважин). Кроме того, влияния неоднородностей пластов и аномалий процесса могут создавать такие искажения в построении прямой полулогарифмического графика, которые приводят к значительным погрешностям определения параметров емкости пласта и перетекания; по отношению к последним способ полулогарифмической прямой менее чувствителен.

Способы соотношений скоростей процесса. В основе этих способов лежит построение по данным временного (или комбинированного) прослеживания преобразованных графиков для соотношений скоростей на различных участках графика прослеживания. Покажем сущность этого приема на примере его

варианта, основанного на предварительном определении по данным временного прослеживания величины логарифмической производной:

$$S'_{\ln} = \frac{\partial \ln S}{\partial \ln t} = \frac{t}{S} \cdot S'_t, \quad S'_t = \frac{\partial S}{\partial t}, \tag{3.5}$$

которая, как видно, представляет собой соотношение между текущей и средней скоростями изменения понижения. Для совершенных скважин из общего выражения (2.28) следует, что

$$S'_{\ln} = -u \frac{W'_u}{S} = F(u), \quad W'_u = \frac{\partial W}{\partial u}. \tag{3.6}$$

Для расчета следует по данным временного (или комбинированного) прослеживания определить величину $S'_{\ln}$ путем численного дифференцирования на билогарифмическом графике или на обычном графике с использованием соотношения (3.5) — и нанести эти данные на график зависимости $S'_{\ln}$ ($\lg t$). Затем необходимо построить кривые функции $F(u)$ в полулогарифмических координатах F, $\lg 1/u$. Согласно (3.6) ординаты этих графиков должны совпадать, а по оси абсцисс они будут сдвинуты на величину $\lg 4a$, так что, добившись совмещения кривых передвижением их по оси абсцисс, можно найти коэффициент пьезопроводности.

Этот способ более трудоемок, чем способ эталонных кривых, однако он дает возможность внимательнее провести обработку данных. Недостатком его является необходимость определения скоростей снижения уровней численным дифференцированием опытных данных.

Способ интегрального баланса. Обработку комбинированного прослеживания при откачках из совершенных скважин можно проводить, используя уравнение (2.50), полученное методом интегрального баланса. При наличии нескольких наблюдательных скважин данные площадного прослеживания на конечный момент откачки для различных пар пьезометров представляются в виде зависимости отношения $\sigma_r = \Delta S / \Delta \lg r$ от отношения $\Delta r / \Delta \lg r$; где ΔS — разница понижений в двух пьезометрах, располагаемых на расстояниях r_i и r_{i+1} от центральной скважины, $\Delta r = r_{i+1} - r_i$, $\Delta \lg r = \lg (r_{i+1}/r_i)$.

Исходя из вида уравнения (2.50), график такой зависимости должен быть прямолинейным и отсекать на оси σ_r ординату σ_r^0, по которой находится проводимость пласта

$$T = 0{,}366 \frac{Q}{\sigma_r^0}. \tag{3.7}$$

После этого ведется обработка временного (комбинированного) прослеживания, для чего на различные моменты по опытным данным находятся значения $W_R = 4\pi TS/Q$, а по табл. 3 приложения определяются соответствующие значения R^2/r^2. Анализ зависимости R^2 (t) позволяет получить параметры емкости и перетекания, как это будет показано дальше применительно к различным схемам строения пластов (см. § 2, гл. 5; § 1, 2, гл. 6).

Точечные способы. В точечных способах расчеты ведутся по соотношению понижений в различных временны́х или пространственных точках, а также по отдельным точкам развития того или иного процесса. Из них наибольший интерес представляют способы характерных точек, в которых используются

возможности преобразования расчетных зависимостей для особых точек процесса, — таких, например, как точки фактического начала понижения, перегиба или максимума графиков временно́го прослеживания. Характерные точки могут выделяться и на преобразованных графиках прослеживания. Ряд способов характерных точек приведен в работах [5, 8].

В некоторых случаях рекомендуется применять способ расчета по соотношениям понижений в двух точках, который основан на том, что в соотношении понижений S_1 (при $r = r_1$, $t = t_1$) и S_2 (при $r = r_2$, $t = t_2$) исключается один из параметров (проводимость или коэффициент фильтрации). Это позволяет определить из такого соотношения второй параметр процесса (коэффициент пьезопроводности или параметр перетекания). Недостатками точечных способов являются повышенная субъективность обработки и отсутствие возможности качественной диагностики процесса.

Способ совмещения кривых прослеживания предполагает последовательный подбор параметров, исходя из требования совмещения фактического и расчетного графиков временно́го прослеживания. По этому способу, определив предварительно параметры (например, способом соотношений понижений), строят расчетную кривую прослеживания и сопоставляют ее с фактической, после чего, учитывая характер зависимости хода процесса от параметров, производят их изменения, добиваясь наилучшего совмещения расчетной и фактической кривых. Оценку расхождений можно производить визуально или путем минимизации среднеквадратичного отклонения, причем в последнем случае целесообразно проводить расчеты с использованием ЭЦВМ. Такие расчеты требуют большого объема вычислительных работ, при этом затруднительной становится качественная диагностика процесса.

Сопоставительная оценка способов обработки. Все упомянутые здесь способы обработки являются равноценными, если принятая расчетная схема точно отражает природные и технические условия эксперимента, а замеры понижений и расходов при откачке сделаны без погрешностей. Поскольку на практике всегда бывает иначе, то разные способы оказываются существенно различающимися с точки зрения их чувствительности к погрешностям расчетной схемы и замерам, а следовательно, и надежность получаемых по ним параметров может оказаться существенно различной.

До настоящего времени не было проведено обстоятельной сопоставительной оценки способов обработки данных опытных откачек. Поэтому можно высказать только общие рекомендации по их рациональному применению, основанные на априорной оценке изложенных выше достоинств и недостатков различных способов.

С этих позиций ясно, что способы, объединяющие информацию, оказываются при прочих равных условиях эффективней, чем точечные методы, если, конечно, при такой «свертке» не допускается больших дополнительных погрешностей (осреднения, интерполяции, экстраполяции и т. д.). Последнее требование обычно справедливо для временно́го прослеживания и относительно реже выполняется при площадном прослеживании — ввиду ограниченного числа замеренных точек (наблюдательных скважин).

При относительно хорошем соответствии расчетной схемы условиям эксперимента, наиболее удобным из способов, «свертывающих» информацию, являются способы прямолинейной анаморфозы временного прослеживания (в обычной или операционной модификации), которые широко и успешно используются на практике. В частности, график $S(\lg t)$ служит важнейшим основанием для проведения диагностики откачек, в связи с чем он будет далее

именоваться как индикаторный график временно́го прослеживания. При большом числе наблюдательных скважин способ прямой линии может эффективно применяться при комбинированном (площадном и временно́м) прослеживании.

Широкое распространение в практических расчетах получили также различные модификации способа эталонной кривой, позволяющего провести обработку и диагностику данных по всей имеющейся информации временно́го или комбинированного прослеживания (включая начальный этап нестационарного режима). Однако совмещение опытной кривой с эталонной всегда привносит в расчет повышенную долю субъективизма.

Способ логарифмической производной не нашел заметного распространения на практике, что объясняется его большей сложностью и трудоемкостью. По-видимому, его применение может оказаться целесообразным в сложных случаях, требующих более обстоятельного анализа, например, способ Ван Те Чоу (см. § 1, гл. 5).

К точечным способам, характеризующимся особенно высокой субъективностью, следует обращаться только в тех случаях, когда нет возможности применить ни один из способов, обобщающих («свертывающих») информацию. В некоторых случаях не исключается целесообразность применения точечных способов площадного прослеживания, особенно при расчетах по разности понижений в отдельных точках (в обычной или операционной модификации), когда это определяется стремлением уменьшить влияние начальных изменений напоров.

Способ совмещения кривых прослеживания можно применять для обработки крупных откачек в сложных геофильтрационных условиях. Его методические положения развиваются в принципах решения обратных задач геофильтрации (см. гл. 10).

§ 2. Принципы диагностики опытно-фильтрационных работ

Диагностика результатов опытно-фильтрационных работ является наиболее ответственным и сложным моментом их интерпретации, можно утверждать, что именно качество диагностики предопределяет чаще всего точность и надежность интерпретации опытно-фильтрационных работ. Это обстоятельство еще раз подчеркивает определяющую роль решения вопросов схематизации в повышении эффективности любых гидрогеологических исследований.

Конечной целью диагностики является выбор расчетной интерпретационной схемы, учитывающей с оптимальной полнотой и надежностью природные и технические условия проведения эксперимента. Понятие оптимальности в данном случае одновременно предполагает, что расчетная схема, во-первых, является, по возможности, простой, исключающей влияние малозначащих факторов, а во-вторых, находится в соответствии с объемом полученной при эксперименте информации. К сожалению, на практике эти требования к расчетной схеме всегда выполняются лишь с некоторым приближением — как в силу сложности реальных условий, так и ввиду ограниченности исходной информации; более того, степень приближения остается в большей или меньшей мере неопределенной, ибо сами критерии выполнимости упомянутых требований носят преимущественно качественный характер. Поэтому диагностика опытной откачки может быть формализована лишь в ограниченной степени, решающую роль здесь играют опыт и интуиция специалиста. Вместе с тем, даже опытные специалисты часто допускают крупные просчеты в интерпретации откачек, обусловленные недостаточно глубоким пониманием всех тонкостей и многообразных проявлений

фильтрационного процесса при откачке, которые вытекают из его детального теоретического анализа. В связи с этим чрезвычайно важно, чтобы основные принципы диагностики опытных откачек строились на сочетании качественного гидрогеологического анализа и количественных методов интерпретации. В то же время диагностика откачек, как и всякая схематизация, должна вестись поэтапно, путем постепенного уточнения интерпретационной схемы, причем условия, обеспечивающие надежность диагностики, следует принимать во внимание уже при постановке и проведении эксперимента.

Диагностика откачки начинается с качественного анализа условий ее проведения, после чего, исходя из принципа обратной связи, все шире привлекаются и различные элементы количественного анализа. Естественно, исходным элементом диагностики является тщательный геологический анализ. Предполагается, что такой анализ, по возможности, проводится уже при постановке опытной откачки, существенно предопределяя тем самым и круг возможных интерпретационных схем. Дальнейшая детализация геофильтрационного строения опробуемых пластов базируется на полученных при бурении данных по литологическому и механическому составу пород, по геофизическому и гидрогеологическому опробованию в процессе проходки и оборудования скважин. Все эти данные в сочетании с результатами замеров напоров в процессе и по окончании бурения позволяют построить геофильтрационный разрез и в первом приближении наметить типовую расчетную схему. Как правило, это должно быть одна (иногда две) из основных схем, рассмотренных в § 2 гл. 2, которые выделяются по следующим основным признакам: литология и мощность элементов (слоев) опробуемой системы, проявления на участке опробования тектонических нарушений или плановых границ раздела пород с резко различными свойствами — литологических «окон» и других элементов плановой неоднородности, положение статического уровня воды относительно кровли водоносного пласта, наличие поверхностных водоемов или водотоков, порядок значений показателей сжимаемости пород водоносных и разделяющих пластов, данные об интервалах опробования.

Вспомогательная информация для предварительных качественных построений может быть получена при анализе и лабораторном исследовании ненарушенных образцов водоносных и относительно водоупорных пород. Так, для выделения относительных водоупоров и предварительной оценки возможного перетекания полезно оценить расход его по известным из лабораторных экспериментов параметрам проницаемости (хотя подобные оценки обычно дают заниженные показатели). Для тонкослоистых фильтрующих толщ результаты испытаний на фильтрацию вдоль и вкрест напластования дают представление о степени профильной анизотропии. Особое значение имеет использование лабораторных данных компрессионных испытаний для представлений о коэффициентах упругоемкости водоносных и водоупорных пород. По графикам компрессии и декомпрессии можно судить о проявлениях при откачке нелинейных эффектов (изменениях емкостных свойств в процессе эксперимента), возникающих, например, при нарушении структурного сцепления в фильтрующих породах или за счет различия в коэффициентах компрессии и декомпрессии. Как показывает опыт, эти определения приносят важные, а подчас и более надежные сведения о характере проявления емкостных свойств напорных пластов, нежели сами откачки.

Для подтверждения обратимся еще раз к примеру Южно-Белозерского месторождения (§ 2, гл. 1). Проведенная здесь длительная кустовая откачка из бучакских песков

ностью ≈ 15 м дала расчетный коэффициент пьезопроводности $1{,}7 \cdot 10^6$ м²/сут, что, при средней проводимости песков порядка 240 м²/сут, соответствовало упругой водоотдаче $1{,}4 \cdot 10^{-4}$. С другой стороны, лабораторные испытания дали значения коэффициентов сжимаемости: $0{,}6 \cdot 10^{-8}$ Па$^{-1}$ — для песков и $4 \cdot 10^{-8}$ Па$^{-1}$ — для подстилающих пески меловых пород средней мощности около 30 м; поэтому, если принять во внимание суммарную сжимаемость песков и мелов, то расчетная упругая водоотдача песчано-мелового водоносного комплекса составит 0,006, а коэффициент пьезопроводности — около $4 \cdot 10^4$ м²/сут; именно последняя величина, учитывающая высокую сжимаемость мелов, подтвердилась в результате длительного эксплуатационного водопонижения на месторождении.

Несоответствие результатов упомянутой опытной откачки емкостным параметрам пласта объясняется в данном примере большой глубиной залегания пласта и высоким структурным сцеплением мелов, которое нарушается лишь при нагрузках $4 \div 5 \cdot 10^5$ Па, что отвечает понижениям напора в несколько десятков метров на значительных площадях (с учетом возможного влияния жесткости кровли — § 2, гл. 2). Так как при опытной откачке эти условия не выполнялись, то сжатие мелов при эксперименте не проявилось в полной мере и упругая водоотдача пласта оказалась резко заниженной.

Примеры сходного свойства, подтверждающие достаточную надежность определения емкостных параметров напорных систем по данным лабораторных оценок сжимаемости пород, можно найти в ряде опубликованных работ (см., например, [12, 15]).

Полезную информацию дают также сведения о напорах подземных вод, полученные в процессе и по окончании бурения. Так, разрыв естественных напоров отдельных пластов чаще всего с безусловностью свидетельствует о пренебрежимо малом их взаимодействии и в процессе откачки; вместе с тем, заметим, что факты противоположного свойства (совпадение значений напоров) вовсе не обязательно являются доводом в пользу существенного проявления перетекания.

Колебания напоров по наблюдательным скважинам (до откачки), синхронные с резкими изменениями атмосферного давления, позволяют оценить ориентировочные значения пьезопроводности пласта [4, 9].

Подчеркнем еще раз, что большинство из упомянутых здесь вспомогательных диагностических приемов и методов могут и должны использоваться уже при проектировании откачки, способствуя тем самым ее большей целенаправленности и выработке исходных представлений о возможной интерпретационной схеме. Последующее уточнение этой схемы ведется уже непосредственно по материалам откачки, в первую очередь по *составляемым в процессе эксперимента* индикаторным графикам площадного ($S = f(\lg r)$, временно́го ($S = f(\lg t)$ и комбинированного прослеживания.

Так, графики площадного прослеживания, отражающие положение пьезометрической кривой на последних этапах откачки, являются наиболее достоверным показателем степени влияния плановой неоднородности пласта на результаты опыта: резкие незакономерные изменения наклона графика между отдельными наблюдательными скважинами часто свидетельствуют о том, что обработка откачки на основе априорной предпосылки о плановой однородности пласта может привести к большим погрешностям. В то же время важно заметить, что подобные искажения графика площадного прослеживания могут вызываться и чисто техническими причинами — разной степенью совершенства центральной и наблюдательных скважин в профильно-неоднородном или анизотропном пласте.

Важнейшим элементом при диагностике откачки являются индикаторные графики временного прослеживания $S = f(\lg t)$; при достаточной длительности опыта и полноте замеров сама форма этих графиков часто может свидетельствовать о тех или иных особенностях фильтрационного процесса. Для примера, на рис. 14 приведены характерные индикаторные графики для некоторых типовых расчетных схем, построенных по соответствующим этим схемам анали-

тическим зависимостям (гл. 2). С помощью подобных графиков идентифицируется наличие непроницаемых или слабопроницаемых контуров (кривая *3*), дополнительное питание из поверхностных водоемов или мощных водоносных пластов (кривая *4*) и т. п. Вместе с тем, *многие факторы проявляются на индикаторных графиках качественно идентично, что резко снижает возможности их использования.*

Индикаторные графики не дают исчерпывающих сведений для диагностики и по ряду других причин:

1. Для удаленных наблюдательных скважин форма графиков является, как правило, маловыразительной. Они обычно имеют плавные криволинейные очертания и на ограниченных участках могут быть аппроксимированы прямой линией без достаточных на то оснований.

2. Может оказаться, что начальные участки на этих графиках вообще не представлены — вследствие отсутствия замеров в первые моменты откачки или являются дефектными из-за неравномерности работы насоса, влияния «скин-эффекта» (для центральной скважины), инерционности скважин, взаимного

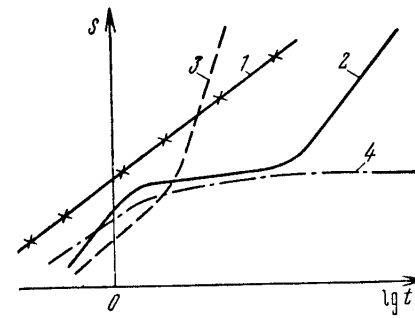


Рис. 14. Характерные индикаторные графики откачек:

1 — в изолированном напорном пласте; *2* — в гетерогенном пласте; *3* — вблизи непроницаемого контура; *4* — вблизи контура питания или при наличии перетекания из весьма обильного пласта

наложения ряда факторов. Поэтому *не рекомендуется (за редкими исключениями) использовать для диагностики откачки начальные участки индикаторных графиков средней продолжительностью 5—10 мин.*

3. При относительно кратковременных откачках может не проявиться или оказаться непредставительно коротким последний характерный участок индикаторного графика, имеющий наибольшее значение для ее правильной интерпретации. С другой стороны, этот участок может быть дефектным из-за очень малых скоростей понижений (соизмеримых с точностью замеров или с «фоновыми» колебаниями напоров), а также ввиду наложения влияния границ пласта.

Дополнительные трудности диагностики появляются при использовании несовершенных скважин, так как несовершенство проявляется на индикаторных графиках подобно влиянию ряда природных факторов (гл. 7).

С учетом упомянутых обстоятельств диагностика индикаторных графиков одиночных откачек оказывается субъективной. С одной стороны, эти графики в максимальной степени подвержены влиянию различных аномальных факторов, а с другой — практически отсутствует контрольная информация, позволяющая как-то выявить и устранить их влияние.

С этой точки зрения, кустовые откачки обладают неоспоримыми преимуществами: возможность взаимного дополнения и сопоставления информации по различным наблюдательным скважинам, а также устранение погрешностей,

связанных с замерами уровней по центральной скважине, позволяют рассчитывать на сравнительно надежную диагностику гораздо чаще, чем в одиночных экспериментах. Особенно большие возможности для диагностики кустовых откачек открываются при наличии сведений о дифференциации напоров опробуемой толщи и притока к центральной скважине по вертикали. Таким образом, однозначно решаются многие вопросы взаимодействия отдельных элементов (слоев) профильно неоднородных пластов. Например, наличие перетекания через раздельный слой диагностируется наиболее четко по графикам изменения напоров в отдельных точках этого слоя.

В целом, резюмируя все сказанное о начальном — качественном этапе диагностики опытных откачек, можно выделить его следующие основные элементы.

1. Обоснование исходной схемы гидрогеологического строения опробуемого участка по геологическим данным, по результатам бурения опытных скважин и по данным замеров напоров в период, предшествующий откачке (частично такое обоснование проводится уже при постановке эксперимента).

2. Выбор типовой расчетной схемы, наиболее близко аппроксимирующей исходную природную обстановку и технические условия эксперимента. Такая схема обычно априорно предполагает плановую фильтрационную однородность в пределах участков опробования (когда это не противоречит геолого-структурным данным). Вместе с тем, понятно, что предпосылка эта обычно вынужденная: специфика опытных откачек, как дорогостоящего эксперимента, заставляет планировать и проводить опыт при ограниченном числе наблюдательных скважин, не позволяющем детально анализировать плановую структуру потока и плановую фильтрационную неоднородность.

3. Предварительный анализ информации, дополняющей данные об откачке *, сопровождается некоторыми простейшими (грубыми) количественными оценками, позволяющими подтвердить или несколько откорректировать сделанный ранее выбор типовой расчетной схемы.

4. Анализ характера индикаторных графиков временно́го и площадного прослеживания $S = f(\lg t)$ и $S = f_1(\lg r)$, а также оценка их соответствия выбранной типовой схеме. При наличии лишь отдельных локальных расхождений в характере действительного и типового графиков намечаются возможные объяснения отмеченных аномалий, которые детализируются в последующем количественном анализе. При качественном их несоответствии намечается новая типовая схема с учетом всех вышеизложенных аспектов. Приходится, однако, учитывать, что несоответствие форм действительного и типового индикаторных графиков может объясняться и техническими условиями эксперимента: отсутствием замеров на первом этапе (на индикаторном графике не выражен начальный участок), ограниченной продолжительностью эксперимента (не выражен конечный участок), несовершенством наблюдательных скважин и пр. Однако́, уже отмечено, что вывод о соответствии выбранной типовой схемы реальным условиям не может строиться на одном только характере индикаторных графиков. И то, и другое нередко вынуждает рассматривать в последующем количественном анализе параллельно две, а то и три возможные типовые схемы.

Стремясь к более полному отражению влияния природных факторов при геофильтрационной схематизации, следует с осторожностью относиться к пред-

---

* Результаты лабораторного изучения образцов, данные опробований при бурении скважины, результаты режимных наблюдений и др.

ложениям об использовании так называемых «обобщенных» параметров, которые формально определяются по данным опытных откачек для более простой расчетной схемы, чем это следует из априорных представлений о геофильтрационном строении опробуемых отложений. Характерным примером такого подхода являются расчеты параметров по схеме изолированного напорного пласта при наличии перетекания. При этом предполагается, что влияние перетекания учитывается в «обобщенном» значении коэффициента пьезопроводности. Это предложение привлекает возможностью упрощения решения задачи. Однако оно достигается за счет отхода от стремления к правильному пониманию геофильтрационных закономерностей и вместе с тем приводит к снижению достоверности расчетов, поскольку характер влияния различных параметров (в частности, пьезопроводности и перетекания) на режим изменения уровней при опробовании обычно оказывается существенно различным. Поэтому использования такого рода «обобщенных» (точнее говоря, фиктивных) значений параметров следует избегать.

При количественном анализе основное значение для диагностики имеет правильный выбор представительных участков индикаторных графиков. Ему предшествует отбраковка отдельных замерных точек, а иногда и перестройка графиков с учетом априорно очевидных искажающих факторов (таких, как инерционность наблюдательных скважин, колебания расходов откачки и др.). Кроме того, в последующем анализе принимаются во внимание лишь те участки графиков, где значения понижений заметно (не менее чем в 7—10 раз) превышают погрешности замеров и фоновые колебания уровней.

На отбракованных таким образом графиках отыскиваются представительные участки, отвечающие определенной, заранее намеченной расчетной зависимости. При этом используются различные методические приемы, увязанные с конкретной схемой эксперимента.

Следующим этапом интерпретации откачки является определение расчетных параметров по выделенным представительным участкам — в соответствии с намеченной интерпретационной схемой. Далее дается оценка достоверности полученных параметров — в первую очередь по их физическому соответствию реальным условиям, а также по тенденциям их изменения в пространстве и во времени. Стабильность расчетных величин, полученных по разным наблюдательным скважинам и на различных этапах откачки, их независимость от технических условий эксперимента — признак правильной диагностики. Обратное явление свидетельствует об ошибках в квалификации расчетной схемы. При оценке достоверности параметров и принятой интерпретационной схемы полезно также провести расчет понижений по соответствующему аналитическому решению и сопоставить полученную таким образом расчетную кривую с опытной.

Подчеркнем, что надежная диагностика откачки должна базироваться, в первую очередь, на анализе данных квазистационарного режима, где, во-первых, допустимо использование простейших и наиболее надежных интерпретационных приемов, а, во-вторых, обычно обеспечивается максимальная степень приближения реального фильтрационного процесса к расчетным схемам (ввиду максимальных значений понижений и градиентов фильтрации). Это обстоятельство дает основание отождествлять область квазистационарного режима с зоной эффективного влияния откачки — в условно принятом ранее (§ 1, гл. 2) смысле. Такой подход несомненно увязывается и с решением проблемы единственности и корректности обратных задач в целом (гл. 10). В частности, влияние элементов фильтрационной неоднородности на режим движения подземных

вод и чувствительность расчетного алгоритма к этой неоднородности оказываются наиболее сильными именно в зоне квазистационарности.

Важным методическим моментом в связи с интерпретацией СФР является вопрос о требуемой точности определения параметров по результатам отдельных экспериментов. Вопрос этот не имеет пока, однако, убедительного решения, ибо он замыкается в конечном счете на экономических оценках для конкретного инженерного объекта (§ 3, гл. 9). В первом же приближении разумно, очевидно, исходить из назначения допустимой погрешности локального параметра в зависимости от случайной составляющей плановой фильтрационной изменчивости, которую можно оценивать коэффициентом вариации, определяемым по совокупности экспериментов. Относительная погрешность интерпретации единичного эксперимента должна быть хотя бы в несколько раз (скажем, в 4—5 раз) меньше коэффициента вариации W. Отсюда можно заключить, что в относительно однородных горизонтах, где $W < 30$—40% (§ 1, гл. 9), допустимая погрешность алгоритма определения локальных значений проводимости составляет примерно 5—10%. Именно на эти, достаточно условные цифры мы и будем в дальнейшем ориентироваться при рассмотрении методов интерпретации опытных опробований.

Естественно, что одна лишь точность метода интерпретации не определяет надежности оценки фильтрационного параметра: обычно гораздо более значима степень соответствия расчетной схемы реальным условиям опробования. Поэтому и рекомендации по допустимой погрешности интерпретации сохраняют свой смысл лишь при условии качественной диагностики процесса и для экспериментов, не дающих ощутимой систематической ошибки. В частности, эти рекомендации следует относить, в первую очередь, к кустовым откачкам, а при интерпретации единичных опробований допустимо, очевидно, ориентироваться на бо́льшие предельные погрешности (порядка 15—20%).

В целом диагностика откачек, как один из аспектов схематизации гидрогеологических условий, иллюстрирует необходимость обоснования расчетной схемы на неразрывном сочетании и взаимопроникновении качественного гидрогеологического анализа природных условий и количественного анализа геофильтрационного процесса. Это еще раз подтверждает важность сочетания в специалисте-гидрогеологе глубоких знаний в области геологических и гидродинамических методов исследований.

§ 3. Принципы постановки и проведения опытно-фильтрационных работ

Прежде всего заметим, что задача всеобъемлющей регламентации методов постановки и проведения ОФР лежит за пределами данной работы, поскольку ее решение должно теснейшим образом увязываться с целевым назначением изысканий (водоснабжение, осушение, мелиорация, гидротехническое строительство и т. п.). Поэтому здесь эти вопросы будут затронуты лишь в той мере, в какой они связаны с эффективным решением задач интерпретации (в первую очередь, диагностики) ОФР на базе рассматриваемых теоретических и методических построений.

3.1. Виды ОФР и области их применения

Как уже отмечалось в § 1 гл. 2, основным видом опытно-фильтрационных опробований являются опытные откачки из скважин (кустовые, одиночные, групповые). Перед проведением опытных откачек из центральных скважин обычно проводятся пробные откачки, имеющие целью проверку качества скважин и предварительную оценку водообильности опробуемых пластов.

Опытные наливы и нагнетания используются в рассматриваемых здесь целях относительно редко. Главное применение они находят при изучении приемистости нагнетательных скважин, при опробовании слабопроницаемых отложений, когда расходы опробования слишком малы и применение откачек становится технологически неудобным, а также при проведении в скважине специальных видов опробований (опытно-миграционных работ, испытаний пласта на гидроразрыв и т. д.). Заметим, что их интерпретация принциниально может производиться так же. как и при опытных откачках, с заменой знаков изменения напоров и расходов.

Наиболее информативным и технически удобным видом ОФР являются кустовые откачки, которые позволяют решить более широкий круг задач и с более высокой точностью, нежели одиночные. Во-первых, используя наблюдательные скважины, можно исключить или свести к минимуму влияние искажающих факторов, действующих вблизи центральной скважины. Во-вторых, в ряде случаев можно проследить влияние откачки из опробуемого водоносного горизонта на другие водоносные горизонты, а также установить неоднородность и анизотропию фильтрационных свойств по площади распространения и по мощности данного горизонта. В силу значительной длительности такой откачки, она нередко помогает уточнить граничные условия и, что еще более важно, — расчетную схему фильтрации. Все это позволяет считать кустовую откачку наиболее надежным методом исследований фильтрационных свойств пород в период разведки или строительных изысканий [11]. Надежность одиночных откачек в каждом конкретном случае может быть оценена лишь после их сопоставления с кустовыми (см. § 7, гл. 8).

Для мощных комплексов трещиноватых или закарстованных пород с целью выяснения изменения проницаемости с глубиной, а также для водоносных горизонтов, состоящих из достаточно выраженных мощных слоев, для определения проницаемости отдельных слоев иногда применяются поинтервальные кустовые откачки. Наиболее надежные результаты они дают при их проведении по мере углубления центральной скважины в процессе бурения (целесообразно при этом бурить центральную скважину после проходки пробной наблюдательной скважины). Вместе с тем, поинтервальные кустовые откачки обычно имеют смысл лишь при наличии наблюдательных скважин, обеспечивающих дифференцированные замеры напоров по каждому из изучаемых слоев (горизонтов). От поинтервальных одиночных откачек, как правило, можно отказаться в пользу расходометрии опытных скважин.

В особых случаях, на заключительных стадиях разведки или доразведки месторождений, проводятся опытные водоотборы, сопоставимые по масштабам с эксплуатационными. Их постановка может считаться оправданной в том случае, если опытные откачки вследствие повышенной сложности объекта изысканий не позволяют оценить необходимые для прогноза геофильтрационные параметры или граничные условия (например, для ограниченных структур, представленных неравномерно трещиноватыми или закарстованными породами).

Заметим в заключение, что рекомендуемые в специальной литературе [1, 3] «экспресс-методы» мало пригодны для надежного определения фильтрационных параметров. Это объясняется, в частности, масштабными эффектами, «скин-эффектом» и практически полным отсутствием объективных критериев для выделения представительного участка индикаторного графика. Поэтому на практике «экспресс-опробования» часто превращаются в быстрый метод определения... неверных значений параметров. Вместе с тем, экспресс-опробования

могут принести определенную пользу для качественной оценки водообильности пласта или качества прифильтровой зоны скважины. Опробуя центральную скважину каким-либо экспресс-методом, можно более обоснованно наметить время откачки и расположение пьезометров.

3.2. Постановка опытных опробований

При постановке опытных опробований особое значение имеет *их направленность на определение конкретных геофильтрационных параметров*, влияние которых проявляется различно в зависимости от схемы и масштаба опробования. Вместе с тем эффективность опробования существенно зависит от того, ставится ли оно «вообще» или применительно к последующему проектированию конкретного инженерного сооружения. Поэтому расположение опытного куста и выбор схемы опробования желательно увязывать хотя бы с самыми общими представлениями о возможном расположении и характере работы прогнозируемого объекта. Это делает более ясными цели откачки (важнейшие параметры, подлежащие определению), выявляет предпочтительные зоны постановки опробования, которые должны отвечать требованию максимальной детальности изысканий на ключевых участках области фильтрации (участки расположения водозабора, прилегающие к водозабору границы пласта и т. п.), позволяет увязать схему опробования гидрогеологического разреза с ожидаемым характером взаимодействия водоносных пластов.

Важнейшее правило при постановке конкретного опробования — *ограничение разумным минимумом круга решаемых им задач*, причем этот круг должен быть, по возможности, очерчен определенной (априорно ожидаемой) интерпретационной схемой. Отсюда следует, что постановка опытного опробования должна исключать или сводить к минимуму взаимное наложение различных осложняющих факторов с тем, чтобы каждый из этих факторов изучался отдельными экспериментами или, по крайней мере, на разных достаточно длительных стадиях эксперимента.

Исходя из этого правила, расположение опытного куста должно, по возможности, исключить влияние на результаты опыта плановых границ пласта или контактов зон с резко отличающимися проводимостями (кроме тех случаев, когда изучение условий на границе или вблизи ее является целью опыта). В первом приближении это требование соблюдается в том случае, когда все скважины куста удалены от границы на расстояние, превышающее интервал между центральной и дальней наблюдательной скважинами.

Большое значение для повышения качества ОФР имеет внедрение эффективных методов контроля за ходом экспериментов, а также комплексирование откачек с другими видами исследований. Мы уже подчеркивали важность предварительного лабораторного изучения ряда физико-механических свойств пород на образцах, отобранных из водоносных и разделяющих слоев. Очень важным, особенно при исследовании слоистых и трещиноватых сред, является также проведение при опытных откачках расходометрических и резистивиметрических работ: с помощью этих методов можно получить характеристику фильтрационной неоднородности пласта в вертикальном разрезе, выявить наиболее благоприятные интервалы для установки фильтров, исследовать техническое состояние скважины. Упомянем здесь, наконец, проведение наблюдений за деформациями (сжимаемостью) пород в процессе откачки по глубинным (например,

радиоактивным) реперам [10, 14], что позволяет более надежно оценивать упругоемкость пород.

Обоснование постановки и структуры опытного опробования дается на базе предварительного прогноза его режима. Этот прогноз (разведочный расчет) выполняется, исходя из возможной фильтрационной схемы, ориентировочных значений основных расчетных параметров и предполагаемой схемы опытного куста. При прогнозе рассчитываются ожидаемые понижения уровня воды в наблюдательных скважинах в пределах разумно возможной продолжительности откачки и при заданном ее дебите, а также делаются прикидочные оценки чувствительности эксперимента по отношению к тем или иным параметрам (см. § 3, гл. 10). Напомним, что определение нечувствительных параметров должно заранее исключаться из круга *обязательных* задач, решаемых откачкой.

Результаты разведочного расчета полезно отображать на прогнозном листе откачки, на котором кроме схемы куста и гидрогеологического разреза строятся прогнозные графики временно́го и пространственного прослеживания. При проведении опытных работ этот прогнозный лист используется для внесения коррективов в исходную фильтрационную схему и в методику откачки, следуя принципу: *схема опробования должна отвечать предполагаемому методу интерпретации и наоборот.* Первостепенное значение индикаторные графики приобретают в тех случаях, когда перед началом откачки возможная расчетная схема недостаточно определенна, так что одной из целей опыта является уточнение этой схемы.

В целом чрезвычайно важно понимание опытно-фильтрационных работ как экспериментальных, требующих внимательного творческого анализа. Для этого гидрогеологу, проектирующему эксперимент, потребуется не только справочная литература, но также и специальная теоретическая подготовка и определенный личный опыт.

3.3. Конструкция и расположение опытных скважин при откачке

Опытные откачки, являясь относительно дорогостоящим видом опытных работ, оказываются оправданными и выполняют свое назначение лишь при соблюдении необходимых требований к качеству бурения и к оборудованию скважин, которые обеспечивают минимальное искажение фильтрационных свойств пород прискважинной зоны и небольшие входные сопротивления фильтра. Это особенно важно для скважин, предназначенных для одиночных откачек; для наблюдательных скважин необходимо ограничивать сопротивления прифильтровых зон в пределах, обеспечивающих их малую инерционность.

При выборе конструкций опытных скважин исходным моментом является намеченная схема опробования водоносных слоев изучаемого пласта (комплекса), которое может быть суммарным или раздельным. Центральная скважина чаще всего должна быть совершенной по отношению к опробуемому пласту. Несовершенные скважины целесообразны лишь в заведомо изотропных однородных пластах сравнительно большой мощности (более 15—20 м), в мощных пластах с равномерно убывающей по глубине проницаемостью (без разделяющих прослоев), а также при необходимости оценки профиля проницаемости.

Результаты наблюдений решающим образом зависят от изоляции водоносных слоев вдоль ствола наблюдательной скважины и от качества фильтра, определяющего ее инерционность. Поэтому *обязательным является опробование*

наблюдательных скважин экспресс-наливами для оценки их ***инерционности***, причем в случае существенного влияния инерционности рекомендуется проводить такое опробование и перед началом откачки, и после ее окончания. **Инерционность** накладывает определенные ограничения на выбор диаметра фильтра (см. § 6, гл. 8), особенно в слабопроницаемых слоях. Для пьезометров, пройденных на разделяющие слои, может осложниться и выбор длины фильтра, поскольку для повышения точности расчетных оценок она должна быть малой в сравнении с мощностью слоя, однако ее сокращение увеличивает инерционность пьезометра. В связи с этим для замеров напоров в слабопроницаемых пластах наряду с обычными наблюдательными скважинами можно рекомендовать пьезометры, оборудованные датчиками порового давления.

Использование таких малоинерционных пьезометров, оборудованных «гирляндами» изолированных друг от друга датчиков, позволяет резко повысить информативность и надежность опытной откачки как с позиций ее диагностики, так и для непосредственной оценки расчетных параметров. В том, что касается параметров, упомянем: определение соотношения проницаемостей вдоль и вкрест напластования (по результатам откачек из несовершенных скважин) или соотношения проводимостей отдельных прослоев водоносного пласта (при параллельном проведении расходометрии), изучение проницаемости и пьезопроводности относительно водоупорных пород вкрест напластования и величины начального градиента фильтрации в этих породах.

Разумеется, некоторые из перечисленных здесь возможностей могут быть реализованы не в каждом конктерном случае. Однако в большинстве экспериментов применение датчиков давления позволяет заметно повысить надежность результатов, хотя бы только за счет более правильной диагностики. Кроме того, заметим попутно, что использование таких датчиков существенно расширяет и возможности откачек как метода оценки не только фильтрационных, но и геомеханических параметров, таких, как коэффициент сжимаемости, коэффициент консолидации и др. [10, 14].

Общее число наблюдательных скважин, проходимых на опробуемых водоносных комплексах, намечается в зависимости от граничных условий и от степени плановой однородности слагающих его пород, о которой можно судить по геологическим материалам, а также по данным опытных работ, проведенных на предшествующих этапах изысканий. Наблюдательные скважины располагаются в пределах предварительно рассчитываемой площади развития депрессионной воронки, в пределах той ее зоны, где ожидаемое конечное понижение, определенное предварительными расчетами, не менее 20—30 см. В связи с этим желательно бурить наблюдательные скважины после устройства и прокачки центральной скважины, что дает ориентировочные представления о фильтрационных свойствах пород на опробуемом участке. Наряду с наблюдательными скважинами, непосредственно фиксирующими влияние опробования, следует предусматривать расположение хотя бы одной наблюдательной скважины вне области влияния опытного опробования — для выявления возможных «фоновых» изменений естественного режима (в частности, обусловленных колебаниями атмосферного давления, изменениями уровней поверхностных вод и т. п.).

Заметим, что в настоящее время обоснование рациональной расстановки наблюдательных скважин разработано явно недостаточно и в этом направлении необходимо проведение обстоятельных исследований. Некоторые соображения и рекомендации по этому поводу приводятся далее применительно к конкретным условиям опробования.

3.4. Режим опытной откачки

Поскольку уровень в центральной скважине зависит не только от притока к ней, но и от ряда других, трудноучитываемых, побочных факторов (режим работы насоса, состояние фильтра и прискважинной зоны), то *при проведении откачек, особенно одиночных, обычно целесообразно ориентироваться на режим заданного дебита скважины*, соответствующего номинальной производительности насоса. Нестабильность работы насоса оказывает большое влияние на достоверность интерпретации опыта. С этой точки зрения погружные и поверхностные насосы имеют неоспоримые преимущества в сравнении с эрлифтами, особенно при оборудовании откачивающих скважин водомерами и расходомерами с непрерывной фиксацией дебита скважины.

При опытных выпусках из самоизливающихся скважин нередко технически удобнее задавать режим постоянного уровня в скважине, однако, и в этом случае следует, переводя скважину на крановый режим, добиваться постоянства дебита выпуска.

Обязательным является прослеживание процесса восстановления уровня по прекращении откачки (выпуска).

Надежность и ценность сведений, получаемых при откачке, зависит от величины дебита. При малодебитной откачке ни большое количество наблюдательных скважин, ни повышенная продолжительность откачки не компенсируют ничтожности влияния ее на природную обстановку, а это резко снижает точность опыта. Поэтому, в частности, в условиях весьма водообильных водоносных горизонтов следует вести откачку из нескольких скважин, оборудованных достаточно мощными насосами (групповые откачки).

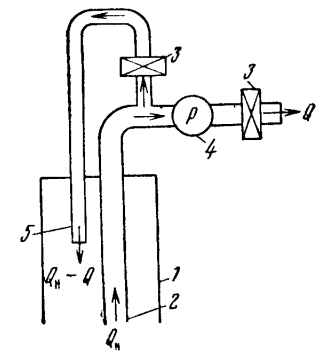


Рис. 15. Схема откачки с обратным сбросом:

1 — оголовок скважины; *2* — водоподъемная труба; *3* — краны; *4* — расходомер; *5* — труба для обратного сброса воды в скважину

С другой стороны, дебит скважины не должен быть слишком большим, так как в противном случае уровень в скважине быстро снизится в процессе опыта до отметки установки насоса, после чего дебит начнет падать; интерпретация такой откачки оказывается затруднительной. Это условие нередко требует особого внимания при опробовании сравнительно слабопроницаемых пластов, когда производительность используемого насоса $Q_н$ может значительно превышать приток к скважине Q. В этом случае для обеспечения стабильного дебита можно применять схему откачки с обратным сбросом, представленную на рис. 15, где регулировка требуемого водоотбора производится двумя кранами *3* и контролируется расходомером *4*. Практика показывает, что такая схема обеспечивает высокую стабильность водоотбора даже при очень малых соотношениях $Q/Q_н$.

В целом производительность насоса должна назначаться с учетом предварительных данных, полученных на ранних этапах изысканий и при предварительной прокачке. При этом следует стремиться к тому, чтобы понижение в центральной скважине измерялось, как минимум, несколькими метрами.

Установленное некоторыми инструкциями [7] требование о необходимости проведения откачек при нескольких понижениях является, в общем случае, необоснованным и приводит к заметному снижению качества результатов. В частности, при одной и той же общей продолжительности кустовой откачки

один опыт с постоянным дебитом дает более надежную информацию о фильтрационных параметрах, чем три опыта, проведенные при трех различных дебитах (понижениях). Поэтому вопрос о целесообразности проведения опыта на разных режимах может иногда рассматриваться лишь для одиночных опробований (§ 7, гл. 8).

3.5. Продолжительность опытной откачки

Одним из главных факторов, определяющих эффективность откачки, является ее продолжительность. Кратковременное испытание, длительность которого находится в рамках резко неустановившейся фильтрации, трудно интерпретировать с достаточной надежностью, во-первых, из-за того, что определяющими при таком опыте являются не параметры водоносного горизонта в целом, а свойства прискважинной части этого горизонта, которая обычно в процессе бурения и подготовки откачки претерпевает наибольшие изменения своего состава и состояния, во-вторых, из-за скачкообразного характера возмущения во время откачки, в-третьих, из-за недостатка информации для детального учета действия ряда важных природных факторов. В начальное время откачки происходит сглаживание возможных случайных влияний, налаживается ритмичная работа насоса, активизируется связь взаимодействующих горизонтов.

Ввиду ограниченных возможностей одиночных опробований их целесообразная продолжительность меняется в относительно небольших временных диапазонах (подробнее см. § 7, гл. 8). Наоборот, целесообразная продолжительность кустового опробования существенным образом зависит от условий на участке эксперимента и не может поэтому подлежать жесткой регламентации. В первом приближении она должна назначаться с учетом предшествующих результатов изысканий, исходя из условий достаточно полного проявления всех изучаемых процессов. В частности, нужно исходить из того, что в расчетах желательно использовать достаточно большие понижения в наблюдательных скважинах. Следует особо отметить, что уменьшение скорости понижения в скважине до величин, близких к погрешности замера, в общем случае, отнюдь не является признаком достижения установившегося режима фильтрации и, следовательно, не может служить показателем для прекращения откачки.

Особую значимость для обоснования продолжительности опробования имеет его направленность на определение тех или иных геофильтрационных параметров. С этой точки зрения следует иметь в виду следующие положения: 1) роль проницаемости или проводимости опробуемого пласта проявляется уже при сравнительно небольшом размере зоны опробования, и, следовательно, для ее определения требуется относительно кратковременное опробование (обычно в пределах суток, если только при этом обеспечивается надежная диагностика эксперимента); 2) характер емкостных свойств пласта и роль процессов перетекания из смежных разделяющих слоев проявляются при значительно большем развитии области влияния, достигаемом обычно в течение нескольких суток — для напорных систем и 10—20 сут — для безнапорных; 3) взаимодействие с поверхностными водотоками и водоемами для близ расположенных опытных скважин чаще всего уверенно проявляется в течение 10—15 сут, но это время может существенно варьировать в зависимости от проводимости пласта и удаления опытного куста от водотока (или водоема); 4) взаимодействие между различными водоносными пластами, разделенными выдержанными по мощности слабопроницаемыми слоями, проявляется только при мощ-

ных и длительных откачках, продолжительность которых обычно должна измеряться неделями и даже месяцами.

Повышенную длительность должны иметь также опробования трещинно-жильных вод и откачки в массивах закарстованных пород, где большие статические запасы воды в сочетании со сравнительно малыми уклонами депрессионной кривой часто приводят к завышению расчетной проводимости при интерпретации кратковременных откачек [2, 4]. Следует, вместе с тем, иметь в виду, что целесообразность постановки опытных откачек повышенной продолжительности должна быть предварительно тщательно и всесторонне проанализирована — нередко информативность откачек в этом плане существенно ограничена и упор должен делаться на опытно-эксплуатационные работы.

В процессе проведения опыта предварительно намеченная продолжительность его уточняется по данным наблюдений за уровнями: первые результаты наблюдений обрабатываются в соответствии с заранее намеченной методикой, и опыт продолжается до достижения надежного результата.

Обязательным элементом при определении допустимости прекращения эксперимента является составление в процессе откачки индикаторных графиков (например, $S - \lg t$). Откачка, как правило, может быть прекращена лишь после получения четко выраженной картины временной изменчивости уровней, характерной для данных условий.

Чтобы получить полный и непрерывный график временного прослеживания, замеры уровней при откачке и восстановлении должны проводиться с постепенно убывающей частотой, начиная от непрерывных замеров в первые 1—2 мин и кончая несколькими замерами в сутки. На начальном этапе изменения уровней для этого целесообразно использовать автоматическую запись графика.

Контрольные замеры для оценки постоянства расхода при откачках на первых этапах опыта должны вестись с максимальной частотой, а после выхода скважины на режим постоянного дебита — периодически, несколько раз в сутки. Если при откачке ведется расходометрический каротаж или другие виды специальных работ, то частота замеров определяется в каждом конкретном случае специальной программой.

Обязательными заключительными документами по опытной откачке, кроме журнала откачки, являются: 1) хронологические графики $S(t)$, $Q(t)$ и графики временного прослеживания в форме $S(\lg t)$ или $S(\lg t/r^2)$; 2) график $S_c(Q)$ — для откачки при нескольких значениях расхода (понижения); 3) тарировочные графики экспресс-наливов в наблюдательных скважинах; 4) данные изменения расхода в форме $Q(\lg t)$.

Существенное влияние на данные опробования может оказать естественный режим уровней подземных вод, для фиксации которого должны предусматриваться наблюдательные скважины, располагаемые вне зоны влияния опробования. В сравнительно глубоких напорных пластах заметные естественные изменения уровней подземных вод могут быть связаны с колебаниями атмосферного давления, причем этот фактор учитывается при наличии специальных определений барометрической эффективности [4, 9, 13]. В грунтовых водах такие изменения вызываются, главным образом, влиянием инфильтрации и изменениями уровней в водотоках. Достоверный учет этих изменений не имеет обоснования, поэтому следует всячески избегать проведения опробований в периоды нестационарного режима, вплоть до их прекращения при возникновении непредвиденных естественных колебаний грунтовых вод.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ
МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ОПРОБОВАНИЙ

В методах интерпретации ОФР исходными являются гидродинамические закономерности формирования фильтрационного потока при опытном опробовании. Поэтому построение этих методов начинается с обоснования расчетных зависимостей и анализа вытекающего из них характера изменения элементов потока (напоров, расходов); в тесной связи с результатами такого обоснования рассматриваются способы обработки опытных данных.

Следует отметить, что развитие методики интерпретации опытных опробований базируется главным образом на углублении теоретического анализа фильтрационных процессов. В этом смысле огромную роль сыграло внедрение методов обработки данных нестационарного режима, резко повысивших информативность опытных опробований. Вместе с тем, используемые методы не должны быть излишне тонкими, поскольку в противном случае возможность интерпретации может оказаться фиктивной из-за потери полезной информации в «шумах», создаваемых неучитываемыми факторами. Совместный учет таких противоречивых позиций требует внимательной и достаточно представительной апробации используемых методов в натурных условиях. Однако вполне нормальным является некоторое опережение развития теоретических исследований по отношению к практической апробации, обусловливающее создание методического «задела» в интерпретации опытных опробований.

Глава 4
РАСЧЕТНЫЕ ЗАВИСИМОСТИ ДЛЯ СОВЕРШЕННЫХ СКВАЖИН В НАПОРНЫХ ПЛАСТАХ

При построении расчетных зависимостей напор по стволу скважины здесь принимается постоянным (гидравлические потери в скважине пренебрежимо малы), поэтому поток в водоносных пластах рассматривается как плановый.

§ 1. Изолированный напорный пласт

1.1. Решение фундаментальной задачи

Фундаментальная задача предполагает здесь решение дифференциального уравнения плановой нестационарной фильтрации (2.4) при $v_{\text{п}} = v_{\text{п}}^0 = 0$, при постоянном расходе скважины и стационарном исходном потоке. Решение этой задачи методом интегральных преобразований получено в § 4 гл. 2 и представляется выражением (2.33), которое можно записать в виде

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W(u), \quad W(u) = \int_0^\infty \frac{e^{-x}}{x}\, dx, \quad u = \frac{r^2}{4at}. \tag{4.1}$$

Это уравнение, имеющее капитальное значение в методике обработки опытных откачек, было впервые получено Ч. Тейсом [38], который назвал специальную функцию $W(u)$ функцией скважины.

Заметим, что в нашей литературе эта функция нередко записывается в иной форме, через известную в математической физике интегральную показательную функцию Ei, — причем $W(u) = -\mathrm{Ei}(-u)$. Такая запись представляется менее удобной из-за наличия отдицательных знаков функции и аргумента. Уравнение (4.1) можно также получить, вводя в дифференциальное уравнение (2.4) безразмерную переменную $\xi = r/\sqrt{at}$, тогда оно при $v_п = v_п^0 = 0$ преобразовывается в обыкновенное уравнение вида:

$$-\frac{\xi}{2}\cdot\frac{dS}{d\xi} = \frac{d^2S}{d\xi^2} + \frac{1}{\xi}\cdot\frac{dS}{d\xi}. \tag{4.2}$$

Заменим в уравнении (4.2) S на расход потока Q_r, имея в виду, что

$$Q_r = 2\pi rT\frac{dS}{dr} = 2\pi T\xi\frac{dS}{d\xi}. \tag{4.3}$$

Тогда уравнение (4.2) позволяет разделить переменные, причем после интегрирования получим выражение для Q_r:

$$Q_r = Qe^{-u}, \quad u = \frac{\xi^2}{4} = \frac{r^2}{4at}, \tag{4.4}$$

где Q — расход источника-стока (при $r \to 0$). Интегрируя выражение (4.2) с учетом начального условия $S = 0$ при $t = 0/\xi \to \infty/$, получаем решение для S в виде (4.1). Как следует из приведенного вывода, уравнение (4.1) справедливо для точечного стока, действующего с постоянной интенсивностью Q в точке $r = 0$, начиная с момента $t = 0$.

Для оценки принимаемого в этом случае допущения о замене скважины реального радиуса r_c точечным источником-стоком рассмотрим выражение для расхода на стенке скважины Q_c, которое согласно (4.4) будет:

$$Q_c = Qe^{-u_c}, \; u_c = \frac{r_c^2}{4at} \tag{4.4а}$$

Как видно, величина Q_c при этом оказывается переменной во времени, стремясь к Q при $t \to \infty$. Однако в большинстве случаев различия Q_c и Q оказываются незначительными (например, при $r_c = 0{,}2$ м, $a = 10^4$ м^2/сут из (4.4а) получим, что $Q_c \cong Q$ с точностью до 1% уже при $t = 10$ с). Однако в слабопроницаемых пластах влияние этого фактора может существенно повлиять на изменение уровней в работающей скважине (см. далее § 2, гл. 8).

Для практических расчетов можно пользоваться таблицей $W(u)$, приведенной в приложении. При малых значениях аргумента функцию $W(u)$ удобно представить в виде ряда:

$$W(u) = \ln\frac{1}{u} - 0{,}577 + u - \frac{u^2}{2\cdot 2!} - \frac{u^3}{3\cdot 3!} - \ldots, \tag{4.5}$$

причем с абсолютной погрешностью, определяемой величиной аргумента, степенным рядом (4.5) можно пренебрегать и использовать для $W(u)$ логарифмическое представление

$$W(u) = \ln\frac{1}{u} - 0{,}577 = \ln\frac{2{,}25at}{r^2}. \tag{4.5а}$$

При этом выражение (4.1) примет вид

$$S = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2{,}25at}{r^2} = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{1{,}5\sqrt{at}}{r}. \qquad (4.6)$$

Поскольку величина u принимает наименьшее значение на стенке скважины, уравнение (4.6) наиболее характерно для понижения в скважине, где оно принимает вид

$$S_c = \varphi_c \frac{Q}{T}, \quad \varphi_c = \frac{1}{2\pi} \ln \frac{1{,}5\sqrt{at}}{r_c}. \qquad (4.7)$$

Расчет значений φ_c (при $r_c = 0{,}1$ м и характерных значениях a для песчаных пластов) при различной длительности откачки приведен в табл. 4.

Таблица 4

Расчетные величины	Песок					
	тонкозернистый			мелкозернистый		
a, м²/сут	10^4			10^5		
t, сут	1	10	100	1	10	100
φ_c	1,2	1,3	1,5	1,3	1,5	1,7

Как видно, в реальных условиях величина φ_c меняется в сравнительно узких пределах и может приниматься по данным табл. 4, причем в среднем для ориентировочных расчетов можно считать в напорных пластах $\varphi_c = 1{,}5$; аналогично показывается, что в безнапорных пластах $\varphi_c = 1{,}0$. Следует, однако, подчеркнуть, что это справедливо только при незначительном влиянии дополнительного сопротивления фильтра и прискважинной зоны.

1.2. Закономерности формирования воронки депрессий при откачке

Для представления о размерах воронки депрессии оценим прежде всего радиус влияния откачки $R_{вл}$, который находится из условия, что за его пределами понижения уровня будут меньше реально фиксируемых понижений $S_{мин}$:

$$S_{мин} = \frac{Q}{4\pi T} W(u_0), \quad u_0 = \frac{R_{вл}^2}{4at}. \qquad (4.8)$$

заменив Q через S_c из (4.7) при $\varphi_c = 1{,}5$, получим

$$\overline{S}_{мин} = \frac{S_{мин}}{S_c} = \frac{1}{6\pi} W(u_0) \cong 0{,}05 W(u_0). \qquad (4.9)$$

Определив величину u_0, найдем далее радиус влияния по формуле

$$R_{вл} = 2\sqrt{u_0 at}. \qquad (4.10)$$

Если, например, принять, что, исходя из реальных возможностей замера уровней, имеем $S_{мин} = 0{,}01$—$0{,}03$ м, то при понижении уровня в центральной скважине $S_c = 5$—50 м получим реальные пределы для $\overline{S}_{мин} = 2 \cdot 10^{-4} +$

$+ 5 \cdot 10^{-3}$, внутри которых связь между u_c и $\overline{S_{мин}}$ определяется следующими данными:

$S_{мин}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	10^{-3}	$5 \cdot 10^{-3}$
u_0	4,0	3,3	2,6	1,5

В этом диапазоне значения u_0 сравнительно слабо влияют на $R_{вл}$, поэтому для практических расчетов можно принять в среднем $u_0 = 3$. Тогда

$$R_{вл} = 3{,}4\sqrt{at}. \tag{4.11}$$

Как уже отмечалось (см. § 1, гл. 2), краевые зоны депрессионной воронки, где понижения измеряются малыми величинами, могут обеспечивать существенную часть расхода скважины. Например, даже при $u_0 = 1{,}5$ (что на практике нередко отвечает понижениям, соизмеримым с точностью замера) получаем из формулы (4.4) $\frac{Q_r}{Q} = 0{,}78$, т. е. оказывается, что более 20% от общего расхода откачки поступает в этом случае из зоны с пренебрежимо малыми понижениями.

Рассмотрим теперь закономерности формирования воронки депрессии вблизи скважины, при этом будем считать правомерным использование уравнения (4.6). В этом случае разница понижений S_c в центральной скважине и S на расстоянии r от нее оказывается не зависящей от времени и описывается уравнением Дюпюи для стационарного потока

$$S_c - S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r}{r_c}, \tag{4.12}$$

т. е. режим фильтрации становится при этом квазистационарным. Дифференцируя величину S в уравнении (4.6), получим

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{Q}{4\pi T t}, \tag{4.13}$$

откуда следует, что в области квазистационарного режима скорость снижения уровня при постоянном расходе скважины не зависит от r и, следовательно, воронка депрессии здесь опускается параллельно самой себе.

При определении размеров области квазистационарного режима могут быть намечены два несколько различающиеся между собой подхода. С одной стороны, можно определять квазистационарный режим степенью правомерности уравнения (4.6) для понижений напора — по сравнению с общим уравнением (4.1). Имея в виду, что при малых значениях аргумента u абсолютная погрешность логарифмического представления вида (4.5) определяется величиной $u = u_{кв}$, запишем это условие выражением

$$\frac{u_{кв}}{W(u_{кв})} = \varepsilon_{доп}. \tag{4.14}$$

Для расчетов по условию (4.14) можно пользоваться следующими данными

$\varepsilon_{доп}$, %	0,5	1	2	5	10
$u_{кв}$	0,017	0,03	0,05	0,094	0,148

С другой стороны, если определять область квазистационарного режима из условия, что в пределах ее скорость сработки статических запасов пренебре-

жимо мала в сравнении с дебитом скважины, то размер области квазистационарного режима можно получить из условия

$$1 - \frac{Q_{кв}}{Q} = \varepsilon_{доп}, \tag{4.15}$$

где $Q_{кв}$ — расход потока на границе области квазистационарного режима. Исходя из выражения (4.4) для расхода, представим это условие в виде

$$\varepsilon_{доп} = 1 - e^{-u_{кв}} \cong u_{кв}. \tag{4.15а}$$

Размер области квазистационарного режима $r_{кв}$ (при заданном времени t) или время его наступления $t_{кв}$ (при заданном расстоянии r) соответственно будут:

$$r_{кв} = 2\sqrt{u_{кв} a t}, \quad t_{кв} = \frac{r^2}{4 a u_{кв}}, \tag{4.16}$$

где величина $u_{кв}$ определяется в зависимости от допустимой относительной погрешности расчета $\varepsilon_{доп}$ из приведенных выше условий. В частности, при $u_{кв} = 0{,}1$ (что для понижения напора согласно (4.14) соответствует $\varepsilon_{доп} = 10\%$ и для расхода потока согласно (4.15) соответствует $\varepsilon_{доп} = 5\%$) получим

$$r_{кв} = 0{,}63\sqrt{at}, \quad t_{кв} = 2{,}5\frac{r^2}{a}. \tag{4.16а}$$

В самой скважине квазистационарный режим обычно наступает почти сразу же после начала откачки (например, для характерных значений $r_c = 0{,}2$ м и $a = 10^4$ м^2/сут из (4.16а) получим $t_{кв} = 2{,}5\frac{0{,}04}{10^4} \cong 10^{-5}$ сут $= 1$ с).

Сопоставление выражений (4.11) и (4.16а) показывает, что размер квазистационарной зоны $r_{кь}$ оказывается примерно на порядок меньше размера воронки депрессии $R_{вл}$.

1.3. Переменный расход скважин и режим восстановления уровней

При дебите скважины, меняющемся по ступенчатому графику (см. рис. 12), справедлива общая зависимость (2.31) теории источников-стоков, с выражением в ней безразмерной функции $\bar{S}(r, t)$ через функцию скважины Тейса:

$$\bar{S}(r, t) = W(u), \quad u = \frac{r^2}{4at}. \tag{4.17}$$

При дебите скважины, заданном аналитической зависимостью, решение можно получить, пользуясь интегралом Дюамеля (2.32а), который в этом случае принимает вид:

$$S = \frac{Q_0}{4\pi T} W(u) + \frac{1}{4\pi T}\int_0^t Q(t-\tau)\frac{\partial}{\partial\tau} W\left(\frac{r^2}{4a\tau}\right) d\tau =$$

$$= \frac{Q_0}{4\pi T} W(u) + \frac{1}{4\pi T}\int_0^t Q(t-\tau)\exp\left(-\frac{r^2}{4a\tau}\right)\frac{d\tau}{\tau}. \tag{4.18}$$

В частности при линейном изменении дебита $Q(t) = a_1 t$ из (4.18) получим:

$$S = \frac{Q(t)}{4\pi T} W^{(1)}(u), \quad W^{(1)}(u) = (1+u)[W(u) - e^{-u}], \tag{4.19}$$

причем для малых значений аргумента u это выражение принимает вид

$$S = \frac{Q}{4\pi T}\left(\ln\frac{2{,}25at}{r^2} - 1\right). \tag{4.20}$$

Таким образом при параболическом изменении дебита $Q(t) = a_2 t^2$ получим:

$$S = \frac{Q(t)}{4\pi T} W^{(2)}(u), \quad W^{(2)}(u) = (1+2u+0{,}5u^2)[W(u) - (1{,}5+0{,}5u)\,e^{-u}]. \tag{4.21}$$

Общие выражения для степенных функций изменения дебита скважины получены В. Н. Щелкачевым [30], решения для экспоненциальных законов изменения дебита приведены в [7, 11]. При задании постоянного понижения напора в скважине (S_c = const) дебит ее определяется выражением

$$Q_c(t) = 2\pi T S_c \bar{Q}_c. \tag{4.22}$$

Таблицы значений безразмерной функции $\bar{Q}_c(u_c)$ приведены в [7, 15]. Э. Б. Чекалюк [26] показал, что хорошие результаты дает приближенное выражение

$$\bar{Q}_c = \frac{1}{\ln\left(1+\sqrt{\frac{\pi}{4u_c}}\right)}, \quad u_c = \frac{r_c^2}{4at}, \tag{4.23}$$

где при $u_c < 0{,}002$ можно считать

$$\bar{Q}_c = \frac{2}{\ln\frac{2{,}25at}{r_c^2}}. \tag{4.23а}$$

Обоснование расчетных зависимостей для определения понижений в любой точке пласта в этом случае подробно представлено в работах [7, 15, 21]. При $u_c < 2\cdot 10^{-3}$ можно пользоваться уравненпем

$$S = \frac{Q_c(t)}{4\pi T} W(u), \quad u = \frac{r^2}{4at}, \tag{4.24}$$

где $Q_c(t)$ определяется согласно (4.22). Уравнение (4.24) формально совпадает с аналогичной зависимостью (4.1) для задачи с постоянным дебитом скважины, что свидетельствует об определенной инвариантности связи $S(Q)$ при различных условиях на скважине для достаточно длительных периодов монотонной работы скважины.

При заданном переменном понижении уровня в скважине величину притока в скважине можно определить, пользуясь общими выражениями (2.10).

Особым расчетным периодом является восстановление уровня после остановки откачки. Решения для этого случая получаются такими же, как для

ступенчатого графика изменения расхода при нулевом расходе после остановки скважины. В частности, при постоянном дебите откачки получим выражение

$$S = \frac{Q}{4\pi T}[W(u) - W(u_0)], \quad u_0 = \frac{r^2}{4at_0}, \tag{4.25}$$

где t_0 — время восстановления уровня.

В начальный период восстановления его величина $W(u)$ в уравнении (4.25) меняется гораздо меньше, чем величина $W(u_0)$, так что можно принимать величину $\frac{Q}{4\pi T} W(u)$ равной значению понижения S_0 на момент остановки откачки. Тогда уравнение (4.25) представится в виде

$$\Delta H = S_0 - S = \frac{Q}{4\pi T} W(u_в), \quad u_в = \frac{r^2}{4at_в}, \tag{4.26}$$

т. е. в этом случае выражение для повышения уровня ΔH с момента остановки откачки оказывается идентичным выражению (4.1) для понижения уровня S в процессе первоначальной откачки. При длительном восстановлении уровня, когда функции $W(u_0)$ и $W(u)$ можно заменить их логарифмическим представлением (4.5), уравнение (4.25) принимает вид

$$S = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{t}{t_в} \tag{4.27}$$

Если $t_в \gg t_0$, то разлагая $\ln t/t_в$ в степенной ряд, можно с относительной погрешностью ε_S, оцениваемой соотношением $\varepsilon_S = t_0/2t_в$, получить из (4.27) выражение

$$S = \frac{Q}{4\pi T} \cdot \frac{t_0}{t_в} = \frac{V}{4\pi T t_в}, \tag{4.28}$$

где V — общий объем воды, отобранной из скважины (или поданной в нее).

1.4. Учет прямолинейных границ пласта

Учет влияния прямолинейных границ пласта производится по общим правилам теории источников-стоков, изложенным в § 3, гл. 2 при выражении безразмерной функции $\overline{S}(r, t)$ согласно (4.17).

При расположении скважины у непроницаемой границы (рис. 16) согласно (2.13) имеем

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W_2(u), \quad W_2(u) = W(u) + W(u'), \quad u' = u\left(\frac{r'}{r}\right)^2. \tag{4.29}$$

При длительной откачке, когда можно принять логарифмические представления функции скважины вида (4.5а), получим

$$W_2(u) = \ln \frac{1}{u \cdot u'} - 1{,}154; \quad S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{2{,}25at}{r \cdot r'}. \tag{4.30}$$

В этом случае зависимость понижения от времени имеет вид, представленный на рис. 16, *в*: в начальный период граница не оказывает влияния, а затем наступает переходный период, после которого устанавливается квазистационарный режим, когда график $S \to \lg t$ становится прямолинейным, но с уклоном в два раза большим, чем в неограниченном пласте ($\operatorname{tg}\alpha_2 = 2\operatorname{tg}\alpha_1$).

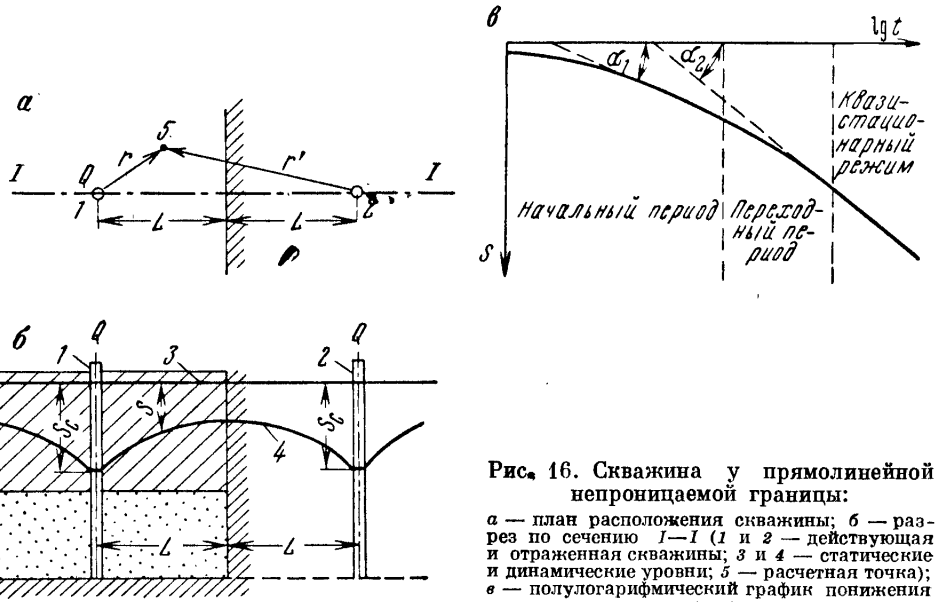


Рис. 16. Скважина у прямолинейной непроницаемой границы:

а — план расположения скважины; *б* — разрез по сечению *I—I* (*1* и *2* — действующая и отраженная скважины; *3* и *4* — статические и динамические уровни; *5* — расчетная точка); *в* — полулогарифмический график понижения уровня

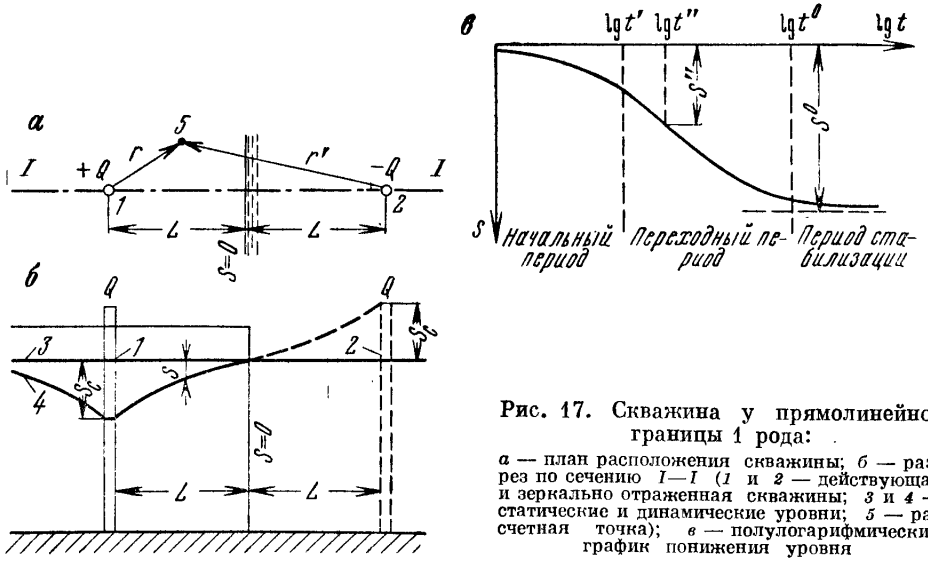


Рис. 17. Скважина у прямолинейной границы 1 рода:

а — план расположения скважины; *б* — разрез по сечению *I—I* (*1* и *2* — действующая и зеркально отраженная скважины; *3* и *4* — статические и динамические уровни; *5* — расчетная точка); *в* — полулогарифмический график понижения уровня

Время наступления переходного периода ($t_п$) можно найти из условия

$$\frac{W(u_п^*)}{W(u_п)} = \varepsilon_{доп}^{(s)}, \quad u_п = \frac{r^2}{4at_п}, \tag{4.31}$$

где $\varepsilon_{доп}^{(s)}$ допустимая относительная погрешность определения S. Численный анализ показывает, что условие (4.31) можно аппроксимировать выражением

$$u_п' = 0{,}7\sqrt{\frac{\bar{r}}{\varepsilon_{доп}^{(s)}}}, \quad \bar{r} = \frac{r}{r'}, \tag{4.32}$$

откуда следует формула для времени наступления переходного периода

$$t_п = 0{,}36\frac{(r')^2}{a}\sqrt{\frac{\varepsilon_{доп}^{(s)}}{\bar{r}}}. \tag{4.33}$$

Минимальное значение $t_п$ получается для ближайшей точки на границе, где $r = r' = L$ и

$$t_п = 0{,}36\frac{L^2}{a}\sqrt{\varepsilon_{доп}^{(s)}}. \tag{4.33а}$$

Аналогичным образом, согласно (2.35), получаем решение для скважины вблизи границы I рода (рис. 17):

$$S = \frac{Q}{4\pi T}W_1(u), \quad W_1(u) = W(u) - W(u'), \tag{4.34}$$

которое при длительной откачке, когда функция скважины может заменяться ее логарифмическим представлением (4.5а), приводится к виду

$$S = \frac{Q}{2\pi T}\ln\frac{r'}{r}. \tag{4.35}$$

В этом случае зависимость понижения от времени имеет вид, представленный на рис. 17, *в*. Здесь после начального периода, длительность которого также определяется выражением (4.33), наступает переходный период, который завершается стабилизацией понижения уровней, определяемых уравнением (4.35). Время $t_{ст}$ полной стабилизации уровней можно оценить по формуле [29]

$$t_{ст} = 0{,}055\frac{(r')^2}{\varepsilon_{доп}^{(s)} \cdot a \lg\frac{r'}{r}}, \tag{4.36}$$

где $\varepsilon_{доп}^{(s)}$ — допустимая погрешность расчетов уровней.

При расположении скважины вблизи границы III на оси y, где выполняется условие

$$\frac{\partial S}{\partial x} = bS, \quad b = \frac{1}{\Delta L}, \tag{4.37}$$

$$\bar{S}_3(r,\ t) = W_3(u) = W_1(u) + \Delta W_3, \quad \Delta W_3 = e^{bx}\int_x^\infty \frac{\partial}{\partial x}W(u')\,e^{-bx}\,dx, \tag{4.38}$$

причем для створа, проходящего через скважину по нормали к границе, величина ΔW_3, учитывающая влияние экранированности границы, принимает вид [2, 28]:

$$\Delta W_3 = 4e^{\lambda p} \cdot I(\lambda, p), \quad I(\lambda, p) = \int_{\lambda}^{\infty} \frac{1}{x} e^{-x^2-2px}\, dx,$$

$$\lambda = \frac{L+x}{2\sqrt{at}}, \quad p = \frac{\sqrt{at}}{\Delta L} = b\sqrt{at}. \tag{4.38а}$$

Значения функции $I(\lambda, p)$, подсчитанные на ЭЦВМ и по аппроксимационным формулам [2, 28], приведены в табл. 5.

Таблица 5

λ	Значения функции $I(\lambda, p)$ при p, равном									
	0,1	0,3	0,5	0,7	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	5,0
0,1	7,664	6,89	6,291	5,779	5,169	4,444	3,892	3,148	2,688	2,305
0,2	5,047	4,509	4,076	3,724	3,294	2,768	2,394	1,884	1,559	1,338
0,3	3,610	3,312	2,927	2,673	2,361	1,987	1,663	1,297	1,084	0,903
0,4	2,648	2,359	2,130	1,933	1,700	1,421	1,212	0,941	0,77	0,651
0,5	1,954	1,731	1,589	1,442	1,272	1,068	0,903	0,7	0,57	0,483
0,6	1,457	1,303	1,181	1,075	0,948	0,791	0,677	0,525	0,43	0,362
0,7	0,72	0,966	0,878	0,805	0,715	0,601	0,507	0,394	0,324	0,272
0,8	0,78	0,771	0,648	0,593	0,527	0,441	0,379	0,295	0,242	0 204
0,9	0,594	0,518	0,477	0,438	0,397	0,333	0,280	0,218	0,18	0,152
1,0	0,415	0,373	0,344	0,313	0,284	0,241	0,205	0,161	0,133	0,112
1,1	0,3	0,265	0,256	0,237	0,217	0,184	0,149	0,117	0,0966	0,0821
1,2	0,213	0,186	0,174	0,161	0,145	0,117	0,106	0,0842	0,0696	0,0592
1,3	—	0,168	0,144	0,136	0,129	0,118	0,748	0,0596	0,0494	0,0481
1,4	—	0,0857	0,104	0,101	0,0987	0,080	0,0518	0,0418	0,0345	0,0295
1,5	0,0702	0,0661	0,0556	0,0522	0,0482	0,0360	0,0356	0,0286	0,0238	0,0204

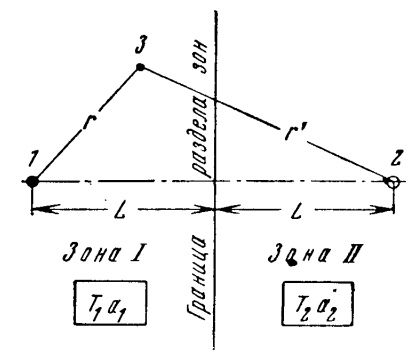


Рис. 18. План расположения скважины у прямолинейной границы зон с различными параметрами (*1* и *2* — действующая и отраженная скважины; *3* — расчетная точка)

Характерным примером неоднородного строения водоносного пласта является случай расположения скважины в неограниченном пласте, разделенном прямолинейной границей (IV рода) на две зоны с различными параметрами (рис. 18). Решение для этого случая было найдено В. А. Максимовым [17],

получившим следующие зависимости для понижения уровней в различных зонах:

в зоне I

$$S=\frac{Q}{4\pi T_1}\left[W(u_1)+\frac{T_1-T_2}{T_1+T_2}W(u_1')+\Delta W'\right],\quad u_1=\frac{r^2}{4a_1t},\quad u_1'=\frac{(r')^2}{4a_1t},\qquad (4.39)$$

в зоне II

$$S=\frac{Q}{4\pi T_{\text{ср}}}[W(u_2)+\Delta W''],\quad u_2=\frac{r^2}{4a_2t},\quad T_{\text{ср}}=\frac{T_1+T_2}{2}.\qquad (4.39а)$$

В этих зависимостях дополнительные функции $\Delta W'$ и $\Delta W''$ отражают влияние различия коэффициентов пьезопроводности зон ($\Delta W'=\Delta W''=0$ при $a_1=a_2$) и имеют довольно сложные выражения. Асимптотические представления этих функций для квазистационарного режима (при $t\to\infty$) имеют вид [17]:

$$\Delta W'_\infty=\frac{2\theta}{\theta^2-1}\left(4\theta\sqrt{\frac{\alpha-1}{\theta^2-\alpha}}\operatorname{arctg}\sqrt{\frac{\sqrt{\alpha}-1}{\sqrt{\alpha}+1}\cdot\frac{\theta-\sqrt{\alpha}}{\theta+\sqrt{\alpha}}}-\ln\theta\right),$$

$$\Delta W''_\infty=\frac{1+\theta}{2\theta}\Delta W'_\infty-\ln\alpha,\quad \theta=\frac{T_1}{T_2},\quad \alpha=\frac{a_1}{a_2}.\qquad (4.40)$$

В частном случае равных проводимостей ($T_1=T_2$) для определения величины $\Delta W'_\infty$ получено выражение [10]

$$\Delta W'_\infty=\frac{a_1}{a_2-a_1}\ln\frac{a_1}{a_2}+1.\qquad (4.40а)$$

Из этих выражений следует, что $\Delta W'_\infty>0$ при $a_1<a_2$, $\Delta W'_\infty=0$ при $a_1=a_2$ и $\Delta W'_\infty<0$ при $a_1>a_2$.

При нестационарном режиме В. А. Максимовым рекомендуются приближенные выражения функций $\Delta W'$ и $\Delta W''$, которые для створа, проходящего через скважину по нормали к границе, имеют вид:

$$\begin{aligned}\Delta W'&=\Delta W'_\infty\sqrt{\pi}\,P\left(\sqrt{u_1'}\right),\\ \Delta W''_\infty&=\Delta W''_\infty\sqrt{\pi}\,P\left(\sqrt{u_2'}\right),\end{aligned}\qquad (4.40б)$$

где функция $P(\lambda)=1/\sqrt{\pi}e^{-\lambda^2}-\lambda\operatorname{erfc}\lambda$; таблицы этой функции представлены, например, в работах [15, 29].

Подробные таблицы функции $\Delta W'$ приведены в работе [10], а характер изменения этой функции и ее изображения проанализированы в работе [9].

1.5. Специфика планово-неоднородных пластов

Рассмотрим вопрос о значении незакономерно распределенной плановой фильтрационной неоднородности *в пределах области влияния откачки* и, в частности, о степени правомерности в таких условиях решений для планово-однородного пласта. С этих позиций основной интерес представляет эффективная неоднородность (§ 3, гл. 1).

Влияние мелкомасштабной эффективной неоднородности на результаты ОФР было достаточно подробно исследовано рядом авторов [6, 23, 24], изучавших движение воды к опытной скважине на неоднородных аналоговых моделях. Корректный итоговый вывод этих исследований может быть сформулирован следующим образом: при проведении доста-

точно долговременной опытной откачки в неограниченном водоносном пласте, характеризующемся наличием большого числа случайно распределенных элементов плановой фильтрационной неоднородности, понижения на конечных этапах откачки изменяются во времени по логарифмической зависимости — аналогично однородному напорному пласту со средней водопроводимостью, отвечающей математическому ожиданию для конкретного закона распределения водопроводимости исходной модели *. Ориентировочно это имеет место в том случае, если размеры зоны эффективного влияния эксперимента оказываются существенно больше (в 10—15 и более раз) размеров элементов фильтрационной неоднородности. В то же время пространственное распределение понижений довольно сильно подвержено влиянию отдельных элементов неоднородности: пьезометрическая кривая в зоне эффективного влияния может быть аппроксимирована формулой Дюпюи для стационарной фильтрации лишь в пределах пространственных интервалов, заметно (в 5—10 раз) превышающих размеры элементов фильтрационной неоднородности.

С качественной стороны приведенные выводы вполне понятны. Они вытекают также из аналогии, которую можно провести между исследованной задачей и известными требованиями к репрезентативному минимальному объему в механике сплошной среды (см. § 1, гл. 2): с ростом размеров зоны эффективного влияния ею охватывается все больше элементов неоднородности и происходит осреднение характеристик потока по величине проводимости. Разумеется, с количественной точки зрения приведенные выше критерии являются достаточно грубыми, так как они зависят не только от размеров элементов неоднородности, но и от многих других факторов (закон распределения, дисперсия, расположение опытной скважины и пр.).

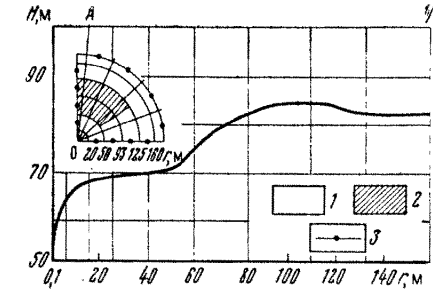


Рис. 19. Аномальная форма депрессионной кривой (планово-неоднородный пласт):

1 — участок с проводимостью T_1; *2* — участок с проводимостью $T_2 = \frac{1}{16} T_1$; *3* — непроницаемая граница; OA — линия разреза

Наоборот, если в зону эффективного влияния попадает небольшое число элементов неоднородности с существенно (в 3—5 и более раз) различающимися проводимостями, то имеет место проявление крупномасштабной эффективной неоднородности (§ 3, гл. 1), при этом ни временное, ни пространственное распределение понижений не может быть достаточно хорошо описано моделью планово-однородного пласта. Более того, в этом случае возможны даже качественные несоответствия. Для примера, на рис. 19 приведен график $S = f(r)$ [20] для одной из исследованных моделей неоднородного пласта: на отдельных участках графика отмечается обратный уклон нестационарного потока в сторону от центральной скважины. Аналогичные результаты могут быть получены и для тех неравномерно трещиноватых пород, которые характеризуются развитием крупных водопроводящих трещин, вызывающих существенные отклонения в структуре потока вблизи опытной скважины от плоскорадиального. Подобные фильтрационные потоки можно описать в рамках двухмерных или трехмерных расчетных моделей, однако их применение для

* Подчеркнем, что речь идет о соответствии средних характеристик темпам (скорости) понижения, а не его абсолютной величине.

интерпретации откачек, как правило, оказывается невозможным из-за ограниченности информации о распределении понижений по площади.

Естественно, еще более заметным является влияние на распределение понижений неоднородности низшего порядка, если в зону эффективного влияния откачки попадает граница неоднородности. Характер этого влияния прослеживается наиболее четко на простейших моделях областей с прямолинейной (см. ранее) и круговой [20, 30] границами неоднородности по проводимости. Исследование этих моделей свидетельствует о том, что при различающихся в несколько раз проводимостях отдельных зон неоднородный пласт не может быть сведен к модели эквивалентного однородного пласта.

Значение плановой неоднородности по емкостным свойствам оказывается менее важным. Оно должно быть существенным лишь в тех экспериментах, для которых на одних участках в области влияния проявляется упругая водоотдача, а на других — гравитационная. Сюда относятся откачки, проводимые в условиях напорно-безнапорного режима *, а также откачки из скважин, расположенных вблизи безнапорной краевой зоны напорного пласта. В последнем случае безнапорная зона может обычно рассматриваться как контур питания (см. решение 4.35), ибо понижения в пределах этой зоны при откачках нормальной продолжительности обычно пренебрежимо малы.

1.6. О значении некоторых гидрогеомеханических эффектов

Приведенные в данном параграфе результаты получены как частные решения уравнения упругой фильтрации (2.3), в котором не учитывалась жесткость перекрывающих пород кровли пласта. Однако, как уже отмечено в § 1 гл. 2, при малых размерах области возмущения это допущение должно приводить к ощутимым погрешностям в результирующих решениях. Рассмотрение системы «пласт — вышележащие породы» на основе модели жесткой плиты на упругом основании (§ 1, гл. 2) показало [16], что при малых радиусах депрессионной воронки (сопоставимых с мощностью вышележащих пород M) эффективные нагрузки $\sigma_э$, передаваемые на водоносный пласт при снижении в нем напоров, не соответствуют основной исходной формуле упругого режима фильтрации: вблизи скважины эти нагрузки существенно меньше расчетных ($\sigma_э^p = \gamma S$), а в краевых зонах области влияния их больше. На рис. 20, для примера, приведены кривые приведенных давлений $\overline{\sigma}_э^p = c\sigma_э^p(\rho)$ и $\overline{\sigma}_э = c\sigma_э(\rho)$ в зависимости от параметров $\rho_1 = \beta_ж R$ и $\rho = \beta_ж r$, где $c = \dfrac{\ln R/r_c}{\gamma S_c}$; $\beta_ж = \sqrt[4]{\dfrac{12(1+\varepsilon)(1-\nu^2)}{a_c m E M^3}}$; E и ν — средние величины модуля Юнга и коэффициента Пуассона для пород перекрывающей толщи.

Из рисунка видно, что при $\rho_1 = 2$ расчетные давления $\sigma_э^p$ резко отличаются от «действительных» величин в пределах всей депрессионной воронки. Заметим, что для глубин в несколько сотен метров параметр $\beta_ж$ имеет порядок $0{,}03 \div 0{,}01$ 1/м, т. е. $\rho_1 = 2$ отвечает расчетному радиусу депрессионной воронки R порядка 100—200 м.

Из упомянутого решения получен ориентировочный критерий продолжительности периода $t_ж$, в течение которого эффект жесткости заметно искажает формулу Тейса:

$$t_ж = (1{,}5 \div 2{,}5)\frac{1}{a\beta_ж^2} \qquad (4.41)$$

* Ввиду трудностей интерпретации такого рода откачек мы не рассматриваем здесь предложенные решения для напорно-безнапорной фильтрации.

или , в более грубом приближении,

$$t_{ж} = (0{,}4 \div 0{,}7)\frac{M}{a}\sqrt{mM}. \qquad (4.41а)$$

Из этих критериев следует, что время $t_{ж}$ растет с заглублением водоносного пласта: для приповерхностных пластов это время будет измеряться десятками секунд — минутами, а при глубинах залегания 500—1000 м величины $t_{ж}$ для пористых коллекторов могут достигать 1 ч и более.

Поскольку благодаря эффекту жесткости кровли водоносный пласт в первые моменты откачки практически не сжимается, в это время расход воды, отбираемой скважиной, компенсируется только упругим расширением воды (§ 2, гл. 1). Соответственно, начальный расчетный коэффициент пьезопроводности определяется формулой

$$a_{ж} = \frac{kE_{в}}{\gamma n} \qquad (4.42)$$

и по своему численному значению обычно существенно (на порядок и более) превышает конечный коэффициент пьезопроводности пласта. Например, для трещиноватых пород при $n = 0{,}1\%$ и $k = 1$ м/сут $a_{ж} \approx 10^{8}$ м^2/сут. Следовательно, благодаря эффекту жесткости кровли на первых этапах откачки будут отмечаться аномально быстрое распространение возмущения и, соответственно, аномально высокие скорости понижения. В этот период продолжительностью $t'_{ж}$ понижение описывается формулами Тейса с коэффициентом пьезопроводности, определенным по (4.42). Время $t'_{ж}$ можно оценить приблизительно, исходя из условия, что дополнительные эффективные напряжения вблизи центральной скважины близки к нулю, например, $\sigma_{э} \approx 0{,}01\gamma S_{c}$. Тогда из упомянутого решения следует, что соответствующий параметр $\rho_1 \approx 1$, или приблизительно

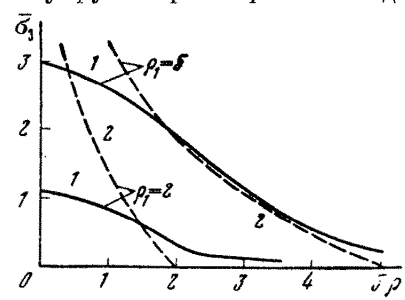


Рис. 20. Графики приведенных давлений:
1 — расчетных; *2* — фактических

$$t'_{ж} \approx 0{,}1\frac{\gamma n}{kE_{в}}\sqrt{mM^3}. \qquad (4.43)$$

Отсюда видно, что время $t'_{ж}$ максимально для глубоко залегающих пористых пород. Так, при $n = 0{,}3$, $m = 20$ м, $M = 500$ м, $k = 5$ м/сут $t'_{ж} \approx 1$ мин, т. е. время $t'_{ж}$ — мало. Вместе с тем в течение этого времени может отмечаться резкое понижение уровня вблизи опытной скважины.

По мере роста размеров области возмущения влияние эффекта жесткости сглаживается, расчетный коэффициент пьезопроводности уменьшается и при превышении критерия (4.41) приближается к своему нормальному значению.

Непостоянство расчетного коэффициента пьезопроводности проявляется и при восстановлении уровня после откачки. При выводе зависимостей для восстановления уровня в скважине (п. 1.3) предполагалось, что при изменении характера возмущения (от откачки к восстановлению) пласт характеризуется только упругой деформацией и кривая декомпрессии при восстановлении напора повторяет — в обратном направлении — кривую компрессионного сжатия при откачке. Вместе с тем, как это отмечено в § 2, гл. 1, многие породы при смене знака возмущения проявляют упруго-пластические свойства и коэффициент

пьезопроводности при восстановлении напора (a') может заметно превышать коэффициент пьезопроводности при откачке (a). Решение задачи об откачке — восстановлении в такой упруго-пластической среде рассматривалось в работе [5]. Из нее, в частности, следует, что продолжительность ($t'_в$) начального периода восстановления, допускающего применение формулы Тейса, заметно сокращается за счет упруго-пластических эффектов — примерно в n раз ($n = \sqrt{a'/a}$).

§ 2. Гетерогенные напорные системы

2.1. Пласт с перетеканием (схема II-1)

Пусть совершенная опытная скважина вскрывает неограниченный напорный пласт, получающий дополнительное питание за счет перетекания из смежного водоносного горизонта через слой относительно слабопроницаемых пород (см. рис. 10). Упругие запасы слабопроницаемого слоя могут быть пренебрежимо малыми (подсхема II-1а) или достаточно ощутимыми, требующими специального учета (подсхема II-1б).

При анализе систем с перетеканием за основу обычно берутся следующие предпосылки (предпосылки перетекания): 1) линии тока в слабопроницаемом разделяющем слое перпендикулярны к напластованию; 2) линии тока в основном пласте параллельны напластованию.

Проведенные оценки [22] показали, что первая из этих предпосылок дает погрешность в величинах напоров основного пласта порядка $\lambda/3\pi$ (где $\lambda = k_р/k$), а вторая — порядка $\bar{\lambda}/3\pi \ln(1/\bar{\lambda})$ (где $\bar{\lambda} = \lambda m_р/m$). Отсюда следует, что упомянутые предпосылки вполне приемлемы уже при выполнении соотношений $\lambda < 0{,}1$ и $\bar{\lambda} < 0{,}1$, т. е. в широком круге реальных условий.

Подсхема II-1а. Поскольку движение через разделяющий пласт характеризуется жестким режимом, то согласно первой из предпосылок перетекания интенсивность перетока может быть выражена в виде

$$v_п = \frac{k_р}{m_р}(S - S'). \tag{4.44}$$

Записывая для каждого из взаимодействующих пластов уравнения вида (2.4), с учетом представления (4.44), получаем систему:

$$\begin{cases} \dfrac{1}{a}\dfrac{\partial S}{\partial t} = \nabla^2 S - \dfrac{1}{B^2}(S - S'), & B = \sqrt{\dfrac{Tm_р}{k_р}}. \end{cases} \tag{4.45}$$

$$\begin{cases} \dfrac{1}{a'}\dfrac{\partial S'}{\partial t} = \nabla^2 S' + \dfrac{1}{B'^2}(S - S'), & B' = \sqrt{\dfrac{T'm_р}{k_р}}. \end{cases} \tag{4.45а}$$

где B и B' — факторы перетекания; a и a' — коэффициенты пьезопроводности соответствующих пластов.

Задача о притоке к совершенной скважине сводится, таким образом, к решению полученной системы уравнений при основных граничных условиях. Однако в общем виде это решение оказывается весьма сложным для качественного анализа.

Если предположить, что водоотдача (μ^*) смежного горизонта является достаточно высокой и напоры в нем практически не зависят от перетекания,

то понижение в основном пласте описывается одним дифференциальным уравнением (4.45) при $S' = 0$. Решение его легко отыскивается операционным методом (§ 4, гл. 2): после перехода к изображениям получаем решение в виде формулы (2.43), где коэффициент χ имеет вид

$$\chi = \sqrt{\frac{1}{at_p} + \frac{k_p}{m_p T}}.$$

По таблицам изображений [12] находим:

$$\frac{4\pi TS}{Q} = \int_0^t \frac{1}{\tau} \exp\left(-\frac{r^2}{4a\tau} - ak_p \frac{\tau}{m_p T}\right) d\tau = W_п(u, \bar{r}), \qquad (4.46)$$

где $u = r^2/4at$, $\bar{r} = r/B$, $B = \sqrt{\frac{Tm_p}{k_p}}$ — параметр перетекания; $W_п(u, \bar{r})$ — табулированная функция [33], причем $W_п(0, \bar{r}) = 2K_0(\bar{r})$; $W_п(u, 0) = W(u)$. Значения фупкции $W_п(u, \bar{r})$ приведены в приложении (табл. 6). Формула (4.46) справедлива для $\bar{r}_c < 0{,}1$. При $\bar{r} < 1{,}0$ и малых значениях времени, ориентировочно — пока $u > \bar{r}$, она переходит в формулу (4.1) для изолированного напорного пласта.

Для обоснования условий, допускающих обработку графика временного прослеживания по способу прямой Джейкоба, найдем выражение для уклона этого графика в координатах $S - \ln t$:

$$\frac{\partial S}{\partial \ln t} = -\frac{\partial S}{\partial \ln u} = -u\frac{\partial S}{\partial u} = \frac{Q}{4\pi T} \exp\left(-u - \frac{\bar{r}^2}{u}\right). \qquad (4.47)$$

Поскольку по способу прямой должно быть $\partial S/\partial \ln t = Q/4\pi T$, то относительная погрешность ε_T определения проводимости равна

$$\varepsilon_T = 1 - \exp\left(-u - \frac{\bar{r}^2}{u}\right), \qquad (4.48)$$

или для интересующих нас малых $\varepsilon_T (\varepsilon_T \ll 1)$:

$$\varepsilon_T = u + \frac{\bar{r}^2}{u}. \qquad (4.48а)$$

Два корня этого уравнения (u_1 и u_2) действительны при $\bar{r} < 0{,}5\,\varepsilon_T$. Соответствующие значения u_1 и u_2, моменты времени t_1 и t_2 определяют начало и конец прямолинейного участка графика, который может быть обработан по способу Джейкоба. В табл. 6 приведены рассчитанные таким образом величины интервала времени $t_2 - t_1$ при относительной погрешности $\varepsilon_T = 0{,}1$.

Таблица 6

B, м	a, м²/сут	Значения $t_2 - t_1$ (мин) при r			
		5 м	10 м	15 м	20 м
200	10^4	10—135	—	—	—
	10^5	9—900	40—860	90—810	180—720
500	10^4	1—13	—	—	—
	10^5	1—90	4—90	9—80	20—70

В каждый данный момент времени отношение расхода перетекания к расходу скважины равно

$$\frac{Q_{\text{п}}}{Q} = 1 - \exp(-\tau), \tag{4.49}$$

т. е. при

$$\tau = \frac{at}{B^2} > 2{,}0 \div 2{,}5 \tag{4.50}$$

почти весь расход (более 85—90%) обусловлен перетеканием. Для этих моментов времени справедливо стационарное распределение понижений *:

$$S = \frac{Q}{2\pi T} K_0(\bar{r}), \quad (\bar{r} < 1{,}0). \tag{4.51}$$

Из приведенных графиков видно (рис. 21), что те участки кривых $W_{\text{п}}(u, \bar{r})$, где отмечаются заметные отклонения от решения Тейса ($\bar{r} = 0$), сравнительно быстро выходят на стационарное решение (4.51). Для точек, расположенных достаточно близко от центральной скважины (при $\bar{r} < 0{,}2$—$0{,}3$),

$$K_0(\bar{r}) \approx \ln \frac{1{,}12}{\bar{r}} \tag{4.52}$$

и разница понижений $S(r_1) - S(r_2)$ подчиняется логарифмической зависимости от расстояния (погрешность в величине S — не более 5%). Иначе говоря, в зоне $\bar{r} < 0{,}3$ перетекание практически не меняет формы пьезометрической кривой в сравнении со случаем изолированного напорного пласта, хотя пространственное положение кривой может быть существенно отличным.

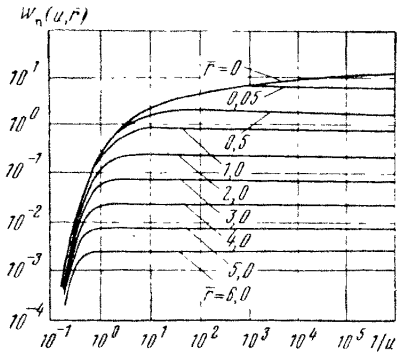


Рис. 21. Графики функции $W_{\text{п}}(u, \bar{r})$

При больших значениях времени приходится учитывать снижение напоров в смежном водоносном горизонте. Используем для последующего анализа некоторые частные решения. Для случая, когда $a' < (10 \div 20)\, a$ и $\mu^* \ll \mu^{*\prime}$ (например, когда подпитывающий пласт является безнапорным), приближенное решение было получено методом интегрального баланса [18]. Из него следует, что предел применимости приведенного выше решения (4.46) с погрешностью менее 10% определяется соотношением

$$\tau < 0{,}1 \frac{\mu^{*\prime}}{\mu^*} + 1, \tag{4.53}$$

справедливым при $\mu^{*\prime}/\mu^* > 10 \div 15$. Для точности рекомендуется при этом записывать в решение (4.46) вместо понижения $S(r)$ величину $S(r) - S'(r)$. Заметное отклонение от этого решения отмечается при больших снижениях напоров в смежном пласте, примерно когда $S'/S > 0{,}1 \div 0{,}2$.

* Во всех оценках, кроме специально оговоренных, контрольная погрешность принята здесь равной 10%.

Для соответствующих значений времени понижение S выражается формулой (2.50) при

$$R(t) = \sqrt{12a_0t\left(1+\frac{B^2}{a_0t}\right)}, \tag{4.54}$$

а разность понижений $\Delta S = (S - S')$ определяется зависимостью

$$\Delta S = \frac{S}{1+\frac{a_0t}{B^2}}, \tag{4.54а}$$

где $a_0 = T/(\mu^* + \mu^{*'})$; $a_0t/B^2 > (0{,}1 \div 0{,}2)$.

Отсюда, а также сравнивая формулы (4.54) и (2.52), нетрудно видеть, что со временем относительная разность понижений убывает и при

$$\frac{a_0t}{B^2} > 5 \div 10 \tag{4.54б}$$

взаимодействующие пласты работают как система с объединенной водоотдачей.

Из критерия (4.53) и из общих физических представлений понятно, что с уменьшением отношения $\mu^{*'}/\mu^*$ область применения решения (4.46) все более сужается. Поэтому для дальнейшего анализа воспользуемся частным решением для взаимодействующих пластов с равными значениями коэффициентов пьезопроводности $a = a'$, т. е. для пластов с близкими емкостными свойствами [3]. Из этого решения следует, что при достаточно больших значениях времени (см.4.50) отмечается синхронное снижение напоров (с равными скоростями) в обоих пластах, причем полусумма понижений $(S+S')/2$, при не слишком сильно различающихся проводимостях пластов, примерно подчиняется формуле Тейса с параметрами: $T_{сум} = T + T'$ и $a_{сум} = \frac{T+T'}{\mu^*+\mu^{*'}} = a_0$. Разность понижений $\Delta S = S - S'$ на этом этапе приближается к постоянной по времени величине, которая оценивается формулой (4.51) при замене B на $B_1 = \sqrt{\frac{TT'm_p}{K_p(T+T')}}$; понижение S' описывается зависимостью

$$S' = \frac{Q}{4\pi(T+T')}\left[W(u) - 2K_0\left(\frac{r}{B}\right)\right]. \tag{4.54в}$$

Наконец, продолжая анализ на случай $\mu^{*'} \ll \mu^*$, нетрудно прийти к заключению, что в этом варианте перетекание практически не сказывается на результатах откачки и справедливы решения для изолированного пласта.

В заключение отметим, что приведенные решения получены для случая слабопроницаемых пород, в которых справедлив закон Дарси в его нормальном виде. Для слабопроницаемых пород, характеризующихся начальным градиентом ($I_н$), результаты могут быть принципиально иными: в этих условиях перетекание идет лишь на участках, где $S > I_н m_p$; решение соответствующей нелинейной задачи получить нетрудно, однако практическая значимость его для интерпретации откачек весьма проблематична.

В целом из приведенного рассмотрения следует, что для проявления взаимодействия пластов и оценки параметров перетекания проницаемость пород

разделяющего слоя должна быть достаточно высокой: например, для характерных значений $k_р = 10^{-3} \div 10^{-4}$ м/сут, $m_р = (5 \div 10)$ м и $\mu = 0{,}001 \cdot n$ получаем, согласно критерию (4.50), требуемую продолжительность откачки порядка нескольких десятков суток.

Подсхема II-1б. Необходимость учета упругого режима фильтрации в пределах разделяющего пласта приводит к тому, что соответствующая система дифференциальных уравнений содержит наряду с двумя уравнениями вида (4.45) для водоносных пластов третье уравнение, описывающее одномерную нестационарную фильтрацию вдоль оси z в разделяющем пласте (см. рис. 10):

$$\begin{cases} \mu \dfrac{\partial S}{\partial t} = T \nabla^2 S + k_р \left.\dfrac{\partial S_р}{\partial z}\right|_{z=0}; & (4.55) \\ \mu' \dfrac{\partial S'}{\partial t} = T' \nabla^2 S' - k_р \left.\dfrac{\partial S_р}{\partial z}\right|_{z=m_р}; & (4.55а) \\ \dfrac{\partial S_р}{\partial t} = a_р \dfrac{\partial^2 S_р}{\partial z^2}. & (4.56) \end{cases}$$

Вторые слагаемые в правых частях уравнений (4.55) и (4.55а) отражают интенсивность внешнего перетекания ($v_п$). Приведенная система уравнений должна решаться при основных граничных условиях и при дополнительных условиях, отражающих равенство напоров на контактах слоев. Решение данной задачи для случая, когда уровень в смежном водоносном горизонте не зависит от перетекания (т. е. когда из системы исключается уравнение (4.55а) и $S' = 0$), было получено с помощью операционного метода (§ 4, гл. 2) М. Хантушем [33]. Решение в изображениях дается формулой (2.43) при

$$\chi = \sqrt{\frac{1}{at_р} + \frac{k_р}{T\sqrt{a_р t_р}} \operatorname{cth}\left(\frac{m_р}{\sqrt{a_р t_р}}\right)};$$

для малых $t_р$ $\chi \to \dfrac{1}{at_р} + \dfrac{k_р}{T\sqrt{a_р t_р}}$, а для больших $t_р$ $\chi \to \sqrt{\dfrac{1}{at_р}\left(1 + \dfrac{\bar{\mu}_р^*}{3}\right) + \dfrac{1}{B^2}}$, где $\bar{\mu}_р^* = \dfrac{\mu_р^*}{\mu^*}$.

Последние выражения и были использованы М. Хантушем — путем обратного перехода к оригиналу в целях вывода конечных асимптотических формул для понижения в основном пласте. При малых значениях времени, пока влияние смежного водоносного горизонта практически не сказывается на результатах откачки (согласно М. Хантушу при $\beta_р < 0{,}1$, где $\beta_р = \dfrac{k_р}{\mu_р m_р}$):

$$\frac{4\pi TS}{Q} = H(u, \gamma), \qquad (4.57)$$

где $\gamma = \frac{1}{4} r \sqrt{\bar{\mu}_р^*} = \frac{1}{4} r \frac{k_р}{T} \sqrt{\frac{a}{a_р}}$; $H(u, \gamma)$—табулированная функция, значения которой приведены в приложении (табл. 7). При $u > \gamma^2 \cdot 10^3$

$$H(u, \gamma) = W(u) - \frac{4\gamma}{\sqrt{\pi u}} [0{,}258 + 0{,}693 \exp(-0{,}5u)], \qquad (4.58)$$

т. е. для малых t и r имеем совпадение с решением Тейса. При $u\gamma^2 < 10^{-5}$ и одновременно $u < \gamma^2 \cdot 10^{-4}$

$$H(u,\ \gamma) = \frac{1}{2} \ln \frac{0{,}044}{u\gamma^2} = \frac{1}{2} \ln \frac{2{,}8T^2}{\eta_p^* k_p r^4} \cdot t, \tag{4.58а}$$

т. е. при больших t и достаточно малых r разность понижений $S(r_1) - S(r_2)$ подчиняется логарифмической зависимости от расстояния (формуле Дюпюи). Кроме того, при большом значении времени зависимость понижения S от $\ln t$ выражается прямой линией, однако угловой коэффициент этой прямой в два раза меньше, чем в решении Тейса.

Расход, поступающий из разделяющего слоя, определяется формулой

$$\frac{Q_p}{Q} = 1 - \exp(pt) \cdot \operatorname{erfc}\left(\sqrt{pt}\right), \tag{4.58б}$$

где

$$p = \frac{k_p \eta_p^*}{\mu^{*2}} = \beta_p \overline{\mu}_p^2.$$

При

$$\sqrt{pt} < 0{,}1 \div 0{,}2 \tag{4.59}$$

вода разделяющего слоя практически не сказывается на результатах откачки, а при $\sqrt{pt} > 1$ уже около 60% расхода скважины идет за счет воды разделяющего слоя. Например, для характерных значений $k_p \approx 10^{-3}$ м/сут, $\eta_p^* = 10^{-3}$ 1/м, $\mu^* = 10^{-4}$ получаем, что уже через несколько минут после начала опыта недоучет поступления воды из разделяющего пласта будет приводить к большим погрешностям.

С помощью метода интегрального баланса (гл. 2, § 4) в работе [19] показано, что решение (4.57) может быть приближенно представлено в виде (2.50) при

$$R^2 = \frac{6a}{p}\left(2\sqrt{pt} - 1 + e^{-2\sqrt{pt}}\right). \tag{4.60}$$

Указанное приближенное решение, дающее в зоне квазистационарного движения погрешность менее 10%, более удобно для анализа развития процесса понижения. В частности, для больших t, когда

$$\sqrt{pt} > 5 \div 10, \tag{4.60а}$$

справедлива логарифмическая аппроксимация (4.58а). При малых t $R(t) = R_т(t)$, где $R_т(t)$ совпадает с выражением (2.52) для изолированного напорного пласта. Относительные отклонения от решения Тейса ε могут быть выражены при этом в виде

$$\varepsilon = \frac{1}{3} \cdot \frac{\sqrt{pt}\,(1 - r/R_т)}{\ln(R_т/r) - 1 + r/R_т}, \tag{4.61}$$

откуда следует, что ε минимально вблизи центральной скважины. Например, при $u < 0{,}1$ и одновременно $\sqrt{pt} < 0{,}1$ получаем оценку: $\varepsilon < 0{,}06$.

Далее, из приведенного приближенного решения следует, что условия его применимости могут быть распространены на значения времени, отвечающие требованию:

$$\beta_p t = \frac{k_p t}{\mu_p^* m_p} < 0{,}3 \div 0{,}4. \tag{4.62}$$

Очевидно, на этот интервал времени может быть распространено и решение (4.57), о чем также свидетельствуют некоторые последние работы [34].

При больших значениях времени, когда $\beta_p t > (1 \div 2)$, решение М. Хантуша имеет вид

$$\frac{4\pi TS}{Q} = W_n\left[\left(1 + \frac{1}{3}\bar{\mu}_p^*\right) u,\ \bar{r}\right]. \tag{4.63}$$

При

$$\frac{at}{\left(1 + \frac{1}{3}\bar{\mu}_p^*\right) B^2} > 2{,}0 \div 2{,}5 \tag{4.64}$$

решение (4.57) переходит в формулу (4.51) для стационарного режима — в случае, когда уровень в смежном горизонте предполагается независимым от перетекания. Из последних решений видно, что при $\frac{1}{3}\mu_p^* \ll 1$ (примерно при $\bar{\mu}_p^* < 0{,}3$) отток воды из относительно слабопроницаемого слоя мало влияет на результаты откачки, поэтому остаются справедливыми решения для подсхемы II-1а.

Поскольку для практических оценок целесообразно «перекрыть» приведенными решениями весь временной диапазон, то, допуская несколько повышенные погрешности, можно дать следующие общие рекомендации для оценки понижений $S(r, t)$ *в пределах основного пласта.*

При предположении о малых понижениях ($S'/S < 0{,}1 \div 0{,}2$) в смежном водоносном горизонте: 1) при $\sqrt{pt} < 0{,}1 \div 0{,}2$ и одновременно $u < 0{,}1$ справедливо решение Тейса для изолированного напорного пласта; 2) при $\beta_p t < (0{,}45 \div 0{,}5)$ справедливо решение (4.57) или приближенное решение (2.50)—(4.60) для разделяющего слоя неограниченной мощности; 3) при $\beta_p t > (0{,}5 \div 1{,}0)$ и $r < 1{,}0$ для разности понижений $S - S'$ справедливо решение (4.63), которое при выполнении дополнительного требования (4.64) переходит в решение (4.51).

При значительных понижениях в смежном водоносном горизонте ($S'/S > 0{,}1 \div 0{,}2$) зависимость понижения S от логарифма времени в зоне квазистационарного режима стремится к прямолинейной асимптоте, отвечающей суммарной проводимости $(T + T')$ и суммарной водоотдаче всех взаимодействующих пластов. Однако эта асимптотика не подчиняется формуле Тейса и совпадает с асимптотой Тейса лишь по уклону графика $S = f(\ln t)$. На графике зависимости $S = f(\ln t)$ время выхода t_a на прямолинейную асимптоту растет с увеличением отношения $\mu^{*\prime}/\mu^*$. Так, при близких емкостных свойствах

$$t_a \approx (2 \div 3)\frac{B^2(\mu^* + \mu^{*\prime})}{T}; \tag{4.65}$$

при больших величинах $\mu^{*\prime}/\mu^*$ имеем

$$t_a \approx (5 \div 10)\frac{B^2(\mu^* + \mu^{*\prime})}{T} \tag{4.65а}$$

Приведем еще формулы для оценки понижений в пределах слабопроницаемого слоя S_p. Приближенные значения S_p могут быть найдены, согласно уже упоминавшемуся решению работы [19], методом интегрального баланса (гл. 2, § 4):

$$S_p(r,\ z,\ t) = S(r,\ t)\,[1 - z/l_1(t)]^2, \tag{4.66}$$

где z — ордината расчетной точки ($z \leqslant l_1$), отсчитанная от контакта основного пласта со слабопроницаемым слоем, а величина $l_1(t)$ подсчитывается (при $l_1 \leqslant m_p$) по формуле

$$l_1(t) = \frac{1}{S}\sqrt{\frac{12 k_p m_p}{\mu_p^*}\int_0^t S^2\,dt}, \tag{4.67}$$

или в менее точной постановке [19]:

$$l_1(t) = 2\sqrt{\frac{k_p m_p}{\mu_p^*}\,t} = 2\sqrt{a_p t}; \tag{4.67а}$$

при $t > (0{,}25 \div 0{,}5)\, m_p^2/a$ можно приближенно принимать линейное распределение понижений S_p (r, z, t) в пределах слабопроницаемого слоя — от S (r, t) до S' (r, t).

Точное описание движения в пределах слабопроницаемого слоя дается на основе решения уравнения (4.56), записанного в изображениях

$$\frac{d^2\tilde{S}_p}{dz^2} - \frac{\tilde{S}_p}{a_p t_p} = 0. \tag{4.68}$$

Если считать, что уровень во взаимодействующем водоносном слое остается неизменным, то, исходя из условия равенства понижений на контактах слоев, получаем решение в изображениях

$$\tilde{S}_p = \tilde{S}\,\frac{\operatorname{sh}[(m_p - z)/\sqrt{a_p t_p}]}{\operatorname{sh}(m_p/\sqrt{a_p t_p})}, \tag{4.69}$$

которое для малых значений t_p принимает вид

$$\tilde{S}_p = \tilde{S}\exp\left(-\frac{z}{\sqrt{a_p t_p}}\right). \tag{4.69а}$$

Как и для предыдущей подсхемы, результаты будут существенно иными при необходимости учета начального градиента пород слабопроницаемого слоя: в этом случае в процессе участвует лишь некоторая активная зона слабопроницаемого пласта мощностью $m_p' = S(r)/I_н$.

В заключение отметим, что, в соответствии с последними теоретическими исследованиями и практическими наблюдениями, в подстилающих разделяющих слоях на ранних этапах откачки может иметь место временное повышение напоров, обусловленное несоответствием реального распределения напряжений традиционной теории упругого режима (см. также § 1, гл. 2). В работе [32] доказывается, что этот эффект ощутимо проявляется при отношении $M/m < 2$ (M — мощность вышележащих пород), т. е. для неглубоко залегающих толщ, где, в конечном счете, он несколько уменьшает скорость изменения напоров в основном пласте (на ранних этапах — продолжительностью до нескольких минут).

2.2. Изолированный гетерогенный пласт (схема II-2)

Подсхема II-2а — слоистый пласт. Пусть совершенная опытная скважина вскрывает изолированный напорный пласт, образованный слоями пород с различными фильтрационными свойствами (см. рис. 11).

Теоретическое исследование фильтрации в рамках рассматриваемой схемы ввиду профильной неоднородности изучаемой толщи должно учитывать все те осложняющие факторы, которые связаны с несоблюдением предпосылки о плановом характере фильтрации вблизи скважины. В самом деле, в связи с различающейся пьезопроводностью отдельных слоев влияние откачки будет распространяться по ним с различной скоростью, так что между слоями будет возникать разность напоров, приводящая к межслоевым перетокам. Такой поток характеризуется криволинейностью линий равных напоров и линий тока, т. е. является, в общем случае, профильно двухмерным, что и отражено появлением вертикальной координаты z в исходной системе уравнений вида (2.21), записанных для каждого слоя. Исследование решений этой системы проведено в работе [9] для двух предельных вариантов рассматриваемой схемы, когда пласт сложен: а) рядом слоев с близкими (в пределах одного порядка) фильтрационными свойствами, т. е. когда между отдельными проницаемыми слоями отсутствуют слабопроницаемые пропластки; б) рядом фильтрующих слоев, разделенных непроницаемыми пропластками.

Анализ этих предельных случаев показывает, что при больших значениях времени слоистый пласт ведет себя при откачке подобно однородному пласту с проводимостью

$$T = \sum_{i=1}^{n} T_i \tag{4.70}$$

и с коэффициентом пьезопроводности

$$a = \frac{T}{\sum\limits_{i=1}^{n} (T_i/a_i)} \tag{4.71а}$$

в случае (а) или

$$a = \exp\left(\frac{\sum\limits_{i=1}^{n} T_i \ln a_i}{T}\right) \tag{4.71б}$$

в случае (б).

Отсюда нетрудно показать, что расчетный коэффициент пьезопроводности в случае (б) всегда больше, чем в случае (а). Объясняется это тем, что при отсутствии перетока между слоями процесс понижения напоров быстро распространяется по слоям с более высокой пьезопроводностью (что и находит свое отражение в уровнях, замеряемых по наблюдательным скважинам). В первом же случае снижение напоров в таких слоях приводит к поступлению (перетоку) воды в них из смежных слоев; это снижает среднюю скорость распространения процесса [1]. Характерно, что возникающие в этом случае градиенты вертикального перетока между слоями максимальны вблизи скважины: здесь разность понижений достигает 20—25% от понижения на скважине (при соотношении коэффициентов пьезопроводности в пределах одного порядка), так что в относительно менее проницаемом слое вертикальные составляющие скорости фильтрации могут являться на первых этапах доминирующими [1].

При конечной проницаемости пропластка, разделяющего относительно более проницаемые слои, средний коэффициент пьезопроводности толщи занимает промежуточное положение между величинами, определяемыми по формулам (4.71а)—(4.71б). В работе [9] показано, что оценки коэффициента пьезопроводности получаются при этом более близкими к формуле (4.71а).

Следует, однако, подчеркнуть, что как формула (4.71а), так и формула (4.71б) справедлива лишь для *средневзвешенного по вертикали* напора, причем по прошествии некоторого начального этапа. Продолжительность этого этапа t_0 может быть (с запасом) оценена, исходя из варианта (б). Ориентируясь на установление квазистационарного режима во всех изолированных слоях *, можно полагать, что

$$t_0 \approx \frac{2{,}5r^2}{a_{\min}}, \tag{4.72}$$

где $a_{\min}$ — минимальный из послойных коэффициентов пьезопроводности, r — расстояние до расчетной точки (наблюдательной скважины).

В то же время понятно, что использование в данном случае величин понижений в каком-либо одном слое требует коренного видоизменения расчетной схемы. Нетрудно, например, показать, что даже для предельного варианта стационарной фильтрации в пласте с непроницаемыми перемычками (т. е. при сколь угодно большом времени) понижения по отдельным слоям не подчиняются в общем случае формуле Дюпюи для расчетной системы с суммарной проводимостью, определенной по формуле (4.70) **. Это обстоятельство можно легко понять, если провести аналогию между данной расчетной схемой и схемой профильно-анизотропного однородного пласта: из-за непроницаемых перемычек слоистую систему можно уподобить толще с нулевой вертикальной проницаемостью ($k_z = 0$), откуда, согласно § 1, гл. 2, получаем, что напоры, осредненные по мощности пласта, не подчиняются, в общем случае, формулам гидравлической теории фильтрации.

В целях более детального анализа фильтрации в условиях предельного варианта рассматриваемой схемы воспользуемся решением работы [35] для системы, состоящей из двух водоносных пластов, разделенных непроницаемым прослоем (рис. 22):

$$\left.\begin{aligned} S_1 &= \frac{Q_1(t)}{4\pi T_1} W\left(\frac{r^2}{4a_1 t}\right) = \frac{Q}{4\pi T_1} W\left(\frac{r^2}{4a_1 t}\right)\frac{1}{1+\varphi(t)}; \\ S_2 &= \frac{Q_2(t)}{4\pi T_2} W\left(\frac{r^2}{4a_2 t}\right) = \frac{Q}{4\pi T_2} W\left(\frac{r^2}{4a_2 t}\right)\frac{\varphi(t)}{1+\varphi(t)}, \end{aligned}\right\} \tag{4.73}$$

где Q_1 и Q_2 — расходы, поступающие в скважину из каждого пласта:

$$Q_1(t) = \frac{Q}{1+\varphi(t)}; \quad Q_2(t) = \frac{Q\varphi(t)}{1+\varphi(t)}, \tag{4.73а}$$

$$\varphi(t) = \frac{T_2 \ln\left(2{,}25a_1 t/r_c^2\right)}{T_1 \ln\left(2{,}25a_2 t/r_c^2\right)},$$

$$a_2 \geqslant a_1, \frac{a_1 t}{r_c^2} > 200.$$

---

* Предполагается, кроме того, что этот начальный этап достаточен для установления средневзвешенного напора по стволу совершенной наблюдательной скважины.

** Исключение возможно лишь в частном случае, когда все водоносные слои имеют общую внешнюю гидродинамическую границу с заданным напором на ней.

Понижение в центральной скважине, при $a_1 t/r_c^2 > 200$, определяется формулой

$$S_c(t) = \frac{Q}{4\pi T} \cdot \frac{\ln\left(2{,}25a_1 t/r_c^2\right) \ln\left(2{,}25a_2 t/r_c^2\right)}{\overline{T}_2 \ln\left(2{,}25a_1 t/r_c^2\right) + \overline{T}_1 \ln\left(2{,}25a_2 t/r_c^2\right)} =$$

$$= \frac{Q_1}{4\pi T_1} \ln \frac{2{,}25a_1 t}{r_c^2} = \frac{Q_2}{4\pi T_2} \ln \frac{2{,}25a_2 t}{r_c^2}, \qquad (4.74)$$

где $T = T_1 + T_2$; $\overline{T}_1 = T_1/T$; $\overline{T}_2 = T_2/T$.

Численный анализ показывает, что зависимость $4\pi T S_c/Q = f(t)$ близка к логарифмической, т. е. при $a_1 t/r_c^2 > 200$ понижение в центральной скважине

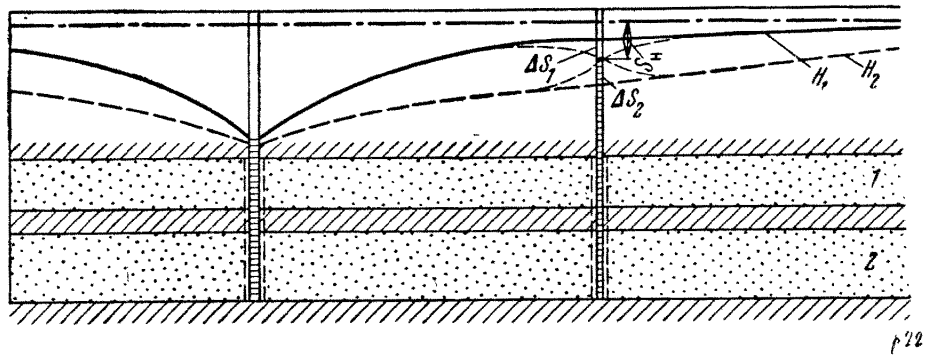


Рис. 22. Схема двухпластовой системы: *1* и *2* — верхний и нижний пласты

развивается примерно аналогично однородному напорному пласту с суммарной проводимостью T, что вполне увязывается с упомянутыми выше предложениями. Более того, если принять расчетный коэффициент пьезопроводности в соответствии с формулой (4.71б), то понижения, получаемые по формуле Тейса в логарифмической аппроксимации, оказываются достаточно близкими к действительным. Таким образом, распределение послойных притоков в центральную скважину «саморегулируется» так, что вблизи скважины средневзвешенный по вертикали напор меняется аналогично схеме однородного пласта с характеристиками, определяемыми по формулам (4.70) и (4.71б). Естественно ожидать, что сходные эффекты должны отмечаться в зоне квазистационарности и вблизи наблюдательных скважин, вскрывающих оба водоносных слоя (см. рис. 22) за счет перетока вдоль ствола скважины.

Для подтверждения этого найдем величины ΔS_1 — дополнительное понижение напора в первом пласте, обусловленное влиянием пьезометра, и ΔS_2 — дополнительное повышение напора во втором слое *. Воспользуемся методом интегрального баланса (гл. 2, § 4) и краевыми условиями:

$$\Delta S\big|_{t=0} = 0, \quad \Delta S_1 + \Delta S_2 = \Delta S,$$

$$\Delta S_1(l_1) = \Delta S_2(l_2) = \frac{\partial}{\partial r'}(\Delta S_1)\Big|_{r'=l_1} = \frac{\partial}{\partial r'}(\Delta S_2)\Big|_{r'=l_2} = 0;$$

$$T_1 r_н \frac{\partial}{\partial r'}(\Delta S_1)\Big|_{r'=r_н} = T_2 r_н \frac{\partial}{\partial r'}(\Delta S_2)\Big|_{r'=r_н}.$$

* Предполагаем, что пьезометр не влияет на режим работы центральной скважины.

где $\Delta S = S_2 - S_1$ — разность напоров в слоях согласно формулам (4.73), $l_1(t)$ и $l_2(t)$ — условные радиусы зон влияния пьезометра по пластам, r' — расстояние от центра пьезометра радиуса $r_н$. С учетом интегральных соотношений вида (2.47а) получаем

$$\Delta S_1(r, t) = \frac{\Delta S(r, t)}{1 + \varphi_1(t)}; \quad \Delta S_2 = \Delta S - \Delta S_1, \tag{4.75}$$

где

$$\varphi_1(t) = \frac{T_1}{T_2} \cdot \frac{\ln\left(1{,}6a_2 t / r_н^2\right)}{\ln\left(1{,}6a_1 t / r_н^2\right)}, \quad a_1 t \gg r_н^2.$$

По формулам (4.73) и (4.75) были проведены расчеты для широкого диапазона значений $\overline{T}_i$ и a_2/a_1, которые показали, что понижение в пьезометре $S_н = S_1 + \Delta S_1 = S_2 - \Delta S_2$, расположенном в зоне квазистационарного режима, изменяется во времени по логарифмическому закону, аналогично однородному напорному пласту с суммарной проводимостью. Пьезопроводность такого условного однородного пласта также довольно хорошо аппроксимируется формулой (4.71б). Для примера на рис. 23 даны графики приведенных понижений в зависимости от $\lg t$ для частного (и, в определенной мере, крайнего) случая: $a_2 = 10^6$ м²/сут, $a_1 = 10^2$ м²/сут, $\overline{T}_1 = 0{,}9$. Из графиков видно, что, несмотря на резкие различия между понижениями в каждом пласте, понижение в общем пьезометре ($S_н$) хорошо увязывается с понижением $S'_н$, подсчитанным по осредненным параметрам. Вместе с тем интересно заметить, что углы наклона всех графиков отличаются не слишком сильно от угла, отвечающего суммарной проводимости толщи.

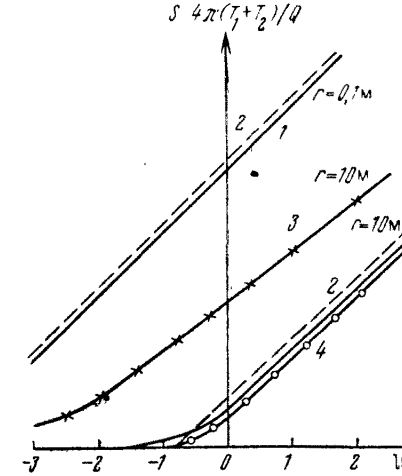


Рис. 23. Расчетные графики приведенных понижений для двухпластовой системы:

1 — в совершенном пьезометре; *2* — рассчитанное по осредненным параметрам; *3* — в первом пласте; *4* — во втором пласте

Поскольку рассмотренная задача отвечает предельному варианту подсхемы II-2а, полученные здесь основные качественные выводы справедливы для любых других вариантов строения требуемого слоистого пласта.

Подсхема II-2б — пласт гетерогенных пород (пласт пород с двойной емкостью). Ввиду трудностей математической формализации фильтрационных процессов в толще пород с двойной емкостью весьма плодотворной для ориентировочного анализа представляется аналогия с равномернослоистой толщей, сложенной чередующимися слоями водоносных и относительно слабопроницаемых пород. Первые, определяющие проводимость пласта, имитируют трещины, а вторые, содержащие основные запасы воды, — пористые блоки.

В такой постановке исходные дифференциальные уравнения подобны уравнениям (4.55) и (4.56) для подсхемы II-1б: первое из них отражает понижение напора (S) в трещинах (водоносных слоях), а второе — понижение напора ($S_р$) в пористых блоках (разделяющих слоях). Вдоль средних поверхностей слабопроницаемых слоев, отвечающих центрам пористых блоков, задается требование нулевого расхода через поверхность ($\partial S/\partial z|_{z=m_р/2} = 0$).

При дополнительной предпосылке «сосредоточенной емкости» для пористых блоков (§ 2, гл. 1), система уравнений (4.55)—(4.56) с учетом (1.43), сводится к одному уравнению относительно S:

$$\mu^* \frac{\partial S}{\partial t} + \mu_р^* \beta_т \int_0^t \frac{\partial S}{\partial \tau} e^{-\beta_т (t-\tau)} \cdot d\tau = T \nabla^2 S, \tag{4.76}$$

где

$$\beta_т = \frac{4k_р}{\eta_р^* m_р^2} = \frac{4k_р}{\mu_р^* m_р}.$$

При $\mu_р^* \gg \mu^*$ (предельный вариант среды с двойной емкостью) уравнению (4.76) может быть придана несколько иная, наиболее часто встречающаяся в литературе [4], форма:

$$\frac{1}{a_0}\frac{\partial S}{\partial t} = \nabla^2 S + \frac{1}{\beta_т}\frac{\partial}{\partial t}(\nabla^2 S), \qquad (4.76а)$$

где $a_0 = T/\mu_р^*$.

Поскольку уравнение (4.76а) пренебрегает емкостью трещин, то граничные условия на скважине оказываются несогласованными с начальными условиями; это требует специфической постановки граничных условий [4, 9].

Решение уравнения (4.76а) для основных граничных условий было впервые предложено в работе [4] в виде специального интеграла. Впоследствии это решение было распространено с учетом водоотдачи трещин и протабулировано [37]. Здесь, однако, мы рассмотрим несколько иной подход к решению рассматриваемой задачи, который представляется более целесообразным с точки зрения анализа результатов опытно-фильтрационных работ. Мы выясним также, что этот подход является и более точным.

Обратим внимание на то, что решение поставленной задачи базируется на уравнениях вида (4.55) и (4.56), записанных для репрезентативного элемента (см. рис. 3). Как и в ранее рассмотренных случаях, при переходе к изображениям получаем формулу (2.43), где с учетом граничных условий коэффициент χ имеет вид [33]: $\chi = \sqrt{\frac{1}{at_р} + \frac{2k_р}{T\sqrt{a_р t_р}} \operatorname{th}\left(\frac{m_р}{2\sqrt{a_р t_р}}\right)}$. Поскольку для малых $t_р \operatorname{th}\left(\frac{m_р}{2\sqrt{a_р t_р}}\right) \approx 1$, то для малых моментов времени, пока зона влияния откачки в пределах слабопроницаемого слоя не распространится до его середины, справедливы решения для подсхемы II-1б в виде (4.57) или (2.50)—(4.60), если их записать для расчетного элемента, отвечающего половине мощности водоносного слоя и половине мощности слабопроницаемого слоя. При этом в упомянутых решениях должны быть сделаны замены $\mu_р^*$ — на $\mu_р^*/2$, μ^* — на $\mu^*/2$, B — на $B/2$, $\beta_р$ — на $\beta_т = 4k_р/(\mu_р^* m_р)$, p — на $4p$. Соответственно, для рассматриваемой задачи эти решения справедливы, согласно (4.62), при $\beta_т t < 0{,}3 \div 0{,}4$.

Наоборот, для больших $t_р\chi = \sqrt{\frac{\mu^* + \mu_р^*}{Tt_р}}$, следовательно, для больших значений времени (согласно работе [33], когда одновременно $\beta_т t > 2{,}0$ и $t > 30\left(1 + \frac{\mu^*}{\mu_р^*}\right)\frac{r_с^2}{a}$), получаем:

$$\frac{4\pi TS}{Q} = W\left[(\mu^* + \mu_р^*)\, r^2/4Tt\right], \qquad (4.77)$$

т. е. система работает как пласт с суммарной водоотдачей, равносильно однородному напорному пласту (схема I). Численные оценки показывают, что в зоне квазистационарного режима формула (4.77) справедлива уже при $\beta_т t > 1{,}0$.

Для исследования поведения понижения при промежуточных значениях времени можно использовать приближенное решение, полученное в работе [18] методом интегрального баланса (§ 4, гл. 2). Оно дается формулой (2.50) при

$$R(t) = \sqrt{\frac{12T}{\mu^* + \mu_р^*}\left\{t + \frac{\mu_р^*}{\beta_т(\mu^* + \mu_р^*)}\left[1 - \exp\left(-\frac{\mu^* + \mu_р^*}{\mu^*}\beta_т t\right)\right]\right\}}. \qquad (4.78)$$

При $\bar{\mu}_p^* \gg 1$ и $\beta_т t > 5/\bar{\mu}_p^*$ справедлива упрощенная формула:

$$R(t) = \sqrt{\frac{12T}{\mu_p^*}\left(t + \frac{1}{\beta_т}\right)}, \qquad (4.78а)$$

причем понижение напора посередине слабопроницаемого слоя оценивается формулой

$$S_p(r,\ z)\,|_{z=m_p/2} = S(r)\,\frac{\beta_т t}{1+\beta_т t}. \qquad (4.79)$$

Последнее решение, как и упомянутое ранее решение работы [4], исходит из предпосылки «сосредоточенной емкости» (вся жидкость блока сосредоточена в его центре), но учитывает водоотдачу как блоков, так и трещин. При $\mu^* = 0$

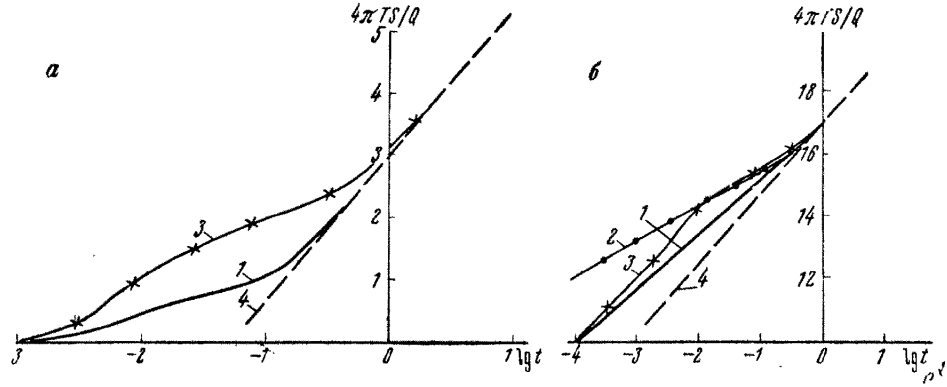


Рис. 24. Расчетные графики приведенного понижения для пласта гетерогенных пород:
а — при $r = 100$ м; *б* — при $r = 0{,}1$ м;
1 — согласно эталонному решению; *2* — то же при $\mu^* = 0$; *3* — согласно предпосылке «сосредоточенной емкости»; *4* — согласно решению Тейса при $a = T/(\mu^* + \mu_p^*)$

оба эти решения практически совпадают, так что приближенное решение можно использовать и для оценки точности предпосылки «сосредоточенной емкости» — путем его сопоставления с решением (2.50)—(4.60). Оказывается, что точность данной предпосылки является весьма посредственной. Так, при $\beta_p t = 0{,}1$ (верхний предел применимости формулы (4.60)) величина $R(t)$, рассчитанная по (4.78), превосходит, как минимум, в два раза значение $R(t)$, подсчитанное по решению (4.60). Иначе говоря, для этого момента времени предпосылка сосредоточенной емкости дает ошибку в понижениях (в сторону их завышения): 20% — при $R/r = 100$ и 50% — при $R/r = 10$; приемлемая точность получается лишь при величинах R/r порядка 1000 и более, т. е. для точек вблизи центральной скважины. Отсюда следует, что для удаленных наблюдательных скважин существенные погрешности в начальные моменты откачки должны давать и упомянутые выше решения, предложенные в работах [4] и [37]. Это подтверждается и частным примером ($k_p = 0{,}0001$ м/сут, $m_p = 0{,}1$ м, $\mu_p^* = 0{,}001$, $\mu^* = 0{,}0001$, $T = 100$ м²/сут), отраженным на рис. 24 *; из рисунка также видно, что пренебрежение емкостью трещин ($\mu^* = 0$) может давать существенные дополнительные погрешности.

---

* При построении графика в интервале $0{,}4 < \beta_т t < 2$ использованы расчеты операционным методом (формула 2.34).

Далее согласно сопоставлению формул (2.52) и (4.78а) решения, основанные на предпосылке сосредоточенной емкости, приближаются к решению для однородного напорного пласта лишь при $t > t_0 = (5 \div 10)\beta_т$. Этот результат, который также заметно отличается от приведенных ранее оценок по точному решению ($t_0 \approx 1/\beta_т$), объясняется тем, что предпосылка сосредоточенной емкости заметно снижает интенсивность отдачи воды блоками на первых этапах, и значения времени t_0 оказываются, соответственно, завышенными.

Вернемся теперь к исходной аналогии. Поскольку, на самом деле, трещиноватые породы сложены блоками иных размеров и конфигураций, нежели рассмотренная идеализированная система, то целесообразно говорить о параметре $\beta_т$ как о некотором осредненном параметре трещиновато-пористой среды, пропорциональном отношению проницаемости блоков к их водоотдаче и отражающем также размеры и форму блоков (без дальнейшей расшифровки этого параметра). Тогда величина $t_0 \sim 1/\beta_т$ отражает продолжительность периода времени, в течение которого существенно сказывается разновременность отдачи воды блоками и трещинами. С этой точки зрения, параметр t_0 называется «характерным временем запаздывания».

Из сказанного ясно, что для рассмотренной схемы-аналога справедлива ориентировочная оценка:

$$\beta_т t_0 = \frac{4k_р t_0}{m_р \mu_р} = \frac{a_р t_0}{(m_р/2)^2} \approx 1{,}0, \tag{4.80}$$

или

$$t_0 \approx \frac{(m_р/2)^2}{a_р} = 1/\beta_т. \tag{4.81}$$

Понятно, что величина t_0 сильно зависит от формы блоков. Так, для шаровых блоков с радиусом $R = m_р/2$

$$t_0 \approx 0{,}3\,\frac{R^2}{a_р}, \tag{4.82}$$

т. е. время t_0 сокращается более чем в 3 раза [14]. Кстати, амплитуда отклонения начального участка кривой $S = f(\ln t)$ от прямой Тейса также минимальна для изотермических блоков [14].

По формуле (4.82) нетрудно оценить «время запаздывания». Так, для характерных значений $k_р = 0{,}0001$ м/сут и $\eta_р^* = 10^{-4}$ 1/м (т. е. при $a_р = 1$ м^2/сут) получаем: $t_0 = 0{,}003$ сут — при $R = 0{,}1$ м и $t_0 = 0{,}3$ сут при $R = 1$ м. По имеющимся литературным данным [6, 9, 14], «время запаздывания» t_0 обычно измеряется часами и первыми сутками, но может достигать и десятков суток.

Глава 5

ОБРАБОТКА ОПРОБОВАНИЙ СОВЕРШЕННЫХ СКВАЖИН В НАПОРНЫХ ПЛАСТАХ

§ 1. Изолированный однородный напорный пласт (схема I)

1.1. Способы обработки опытных откачек с постоянным дебитом

Важнейшим видом опытного опробования является откачка с постоянным дебитом, поскольку в этом случае расчетные зависимости имеют наиболее простой вид, причем представляется наилучшая возможность диагностики опытных данных. Основной расчетной зависимостью для понижения уровня при такой откачке в изолированном напорном пласте является уравнение Тейса (4.1).

Как показано в § 1 гл. 4, режим снижения уровней имеет при этом два основных периода: нестационарный и квазистационарный, причем последний на графике прослеживания S, $\lg t$ выражается прямой линией (рис. 25). Этот характер временно́й кривой прослеживания является важнейшим диагностическим признаком соответствия наблюдаемого процесса его теоретическому описанию. Отклонения от такого характера временно́го графика обусловливаются обычно влиянием гетерогенности пласта, признаком чего являются небольшие изломы временно́го графика с образованием площадок, близких к горизонтальным (см. рис. 25), или плановой неоднородностью пласта, проявления которой также приводят к локальным изломам временно́го графика,

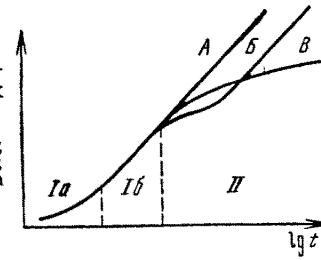


Рис. 25. Типовые кривые прослеживания уровней в неограниченных напорных пластах:

А — в однородный изолированный пласт;
Б — в гетерогенный изолированный пласт;
В — при перетекании из соседнего пласта

но с меньшими изменениями его уклона. Кроме того, при длительной откачке может проявиться перетекание через разделяющие слои, которое уже приводит к необратимым уменьшениям уклона временно́го графика. Для глубоко залегающих напорных пластов аномальные условия развития воронки депрессии могут быть также связаны с эффектом жесткости кровли (см. § 1, гл. 2 и § 2, гл. 4), который проявляется в графиках временно́го прослеживания таким же образом, как и гетерогенность пласта. Признаком этого эффекта являются аномально малые значения коэффициента упругой емкости пласта, соответствующие сжимаемости воды при жестком скелете породы.

Важнейшим диагностическим признаком применимости схемы изолированного однородного напорного пласта является инвариантность понижений уровней в различных наблюдательных скважинах от соотношения r^2/t или t/r^2, что непосредственно следует из формы уравнения (4.1). Для проверки этого признака данные понижения уровней в различных пьезометрах наносятся на график в координатах S и $\lg t/r^2$, где все опытные точки должны расположиться на одной линии.

Рассмотрим наиболее интересные способы обработки кустовой опытной откачки с использованием уравнения (4.1) и его модификаций.

Способ эталонной кривой. Общим способом, примененным для обработки данных понижения уровней во всем временном диапазоне, является способ эталонной кривой, предложенный для уравнения (4.1) Ч. Тейсом [19]. Как показано в § 1, гл. 3, для обоснования способа эталонной кривой логарифмируется уравнение (4.1):

$$\lg S = \lg \frac{Q}{4\pi T} + \lg W(u) \qquad (5.1)$$

и выражение для безразмерного аргумента u

$$\lg \frac{1}{u} = \lg 4a + \lg \frac{t}{r^2}. \qquad (5.1а)$$

Из (5.1) и (5.1а) видно, что $\lg S$ и $\lg W$, а также $\lg t/r^2$ и $\lg 1/u$ отличаются между собой на постоянные величины (соответственно на $\lg Q/4\pi T$ и $\lg 4a$),

откуда следует, что на те же величины оказываются сдвинутыми между собой по каждой из осей (рис. 26) кривые зависимости $\lg W$ от $\lg 1/u$ и $\lg S$ от $\lg t/r^2$. Поэтому, составив график зависимости $\lg S$ от $\lg t/r^2$ (по материалам откачки), следует далее наложить его на предварительно составленный эталонный график зависимости $\lg W$ от $\lg 1/u$, добиваясь их наилучшего совпадения путем передвижения параллельно координатным осям. Снимая далее с совмещенного графика любую точку с координатами $\lg S$, $\lg t/r^2$ и $\lg W$, $\lg 1/u$, согласно (5.1) и (5.1а) получим формулы для определения расчетных параметров

$$\lg \frac{Q}{4\pi T} = \lg S - \lg W, \quad \lg 4a = \lg \frac{1}{u} - \lg \frac{t}{r^2}. \tag{5.2}$$

Как отмечалось выше, при такой форме обработки графики S от $\lg t/r^2$ для разных наблюдательных скважин данной откачки

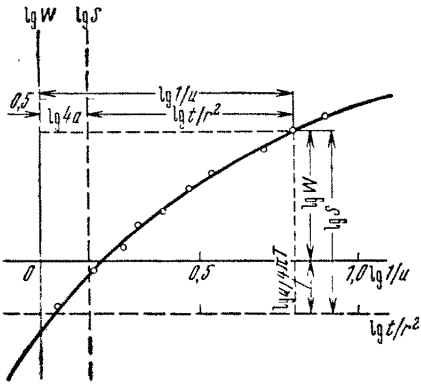


Рис. 26. Совмещение опытных точек для прослеживания уровня с эталонной кривой (кружочками показаны опытные точки, а сплошной линией — эталонная кривая)

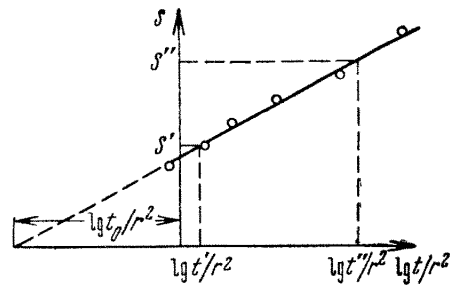


Рис. 27. Полулогарифмический график прослеживания уровня для обработки по способу прямой Джейкоба

должны совпадать. Поэтому степень их совпадения в реальных условиях может служить диагностическим критерием для проверки правильности описания процесса откачки уравнением (4.1).

Для удобства наложения график эталонной кривой строится на кальке, причем для его построения можно воспользоваться приведенными ниже данными:

$\lg 1/u$	−0,3	−0,15	0	0,15	0,3	0,5	0,7	1	1,3
$\lg W$	−1,31	−0,943	−0.66	−0,433	−0,254	−0,062	−0,086	0,26	0,393

Расчеты при квазистационарном режиме. При наступлении квазистационарного режима понижения уровня определяются уравнением (4.6), которое можно представить в виде

$$S = 0{,}183 \frac{Q}{T}\left(\lg 2{,}25a + \lg \frac{t}{r^2}\right), \tag{5.3}$$

откуда следует, что в координатах S, $\lg t/r^2$ график понижения уровня должен иметь прямолинейный характер. На основании такой зависимости Ч. Джейкоб [19] предложил наносить данные о снижении уровня в наблюдательных скважинах на график S от $\lg t/r^2$ или S от $\lg t$ (рис. 27). Прямая линия на таком

графике отсекает на оси $\lg t/r^2$ величину $\lg t^0/r^2$, по которой, согласно (5.3) при $S = 0$, получим

$$a = \frac{r^2}{2{,}25t^0}, \tag{5.4}$$

а по любым значениям понижений S' и S'', соответствующим значениям времени t_1 и t_2, получим данные для определения проводимости по формуле

$$T = 0{,}183\frac{Q}{S''-S'}\lg\frac{t_2}{t_1}. \tag{5.5}$$

При расчетах по уравнению (5.3) правомерность использования зависимостей квазистационарного режима следует проверять по условию $t \geqslant t_{кв}$, определяя величину $t_{кв}$ из (4.16) и считая допустимой погрешность 10% из (4.16а). При наличии нескольких наблюдательных скважин для лучшего обобщения данных для такого расчета строится график в координатах S, $\lg t/r^2$, на котором все опытные точки должны лечь на одну прямую. Расчет по этому графику производится по тем же формулам. При наличии единичных замеров уровней в скважинах, не позволяющих построить график временно́го прослеживания, обработку кустовых откачек при квазистационарном режиме можно проводить, используя в качестве исходной зависимости уравнение Дюпюи (4.12). Для определения осредненной величины проводимости, исходя из вида уравнения (4.12), целесообразно построить график зависимости понижения уровня S в наблюдательных скважинах от $\lg r$, где r — расстояние до наблюдательной скважины. Опытные точки этого графика должны лечь на одну прямую линию, с которой снимаются значения двух понижений S_1 и S_2, соответствующие расстояниям r_1 и r_2, после чего следует определить проводимость по формуле Дюпюи — Тима

$$T = 0{,}366\frac{Q}{S_1-S_2}\lg\frac{r_2}{r_1}. \tag{5.6}$$

Способ логарифмической производной. Применение способа логарифмической производной для обработки графиков временного прослеживания по уравнению (4.1) предложено В. Т. Чоу [18], который рекомендует графический способ определения параметров водоносного горизонта по уравнению для логарифмической производной вида

$$\frac{\partial \ln t}{\partial \ln S} = \frac{S}{\Delta S/\Delta \lg t} = \frac{1}{2{,}3}F(u),$$
$$F(u) = e^u W(u), \tag{5.7}$$

где $\Delta S/\Delta \lg t$ — уклон касательной, проведенной к кривой на графике зависимости понижений S от $\lg t$ (рис. 28а). Снимая этот уклон с опытного графика временного прослеживания, получаем значение функции $F(u)$, по графику которой (рис. 28, б) находится величина u. Взяв далее из таблицы соответствующее значение $W(u)$, можно найти параметры T

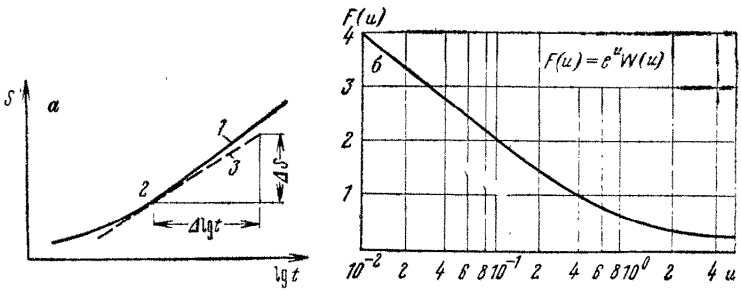


Рис. 28. Обработка графиков временного прослеживания по способу В. Т. Чоу:

а — определение уклона касательной на полулогарифмическом графике прослеживания (*1* — опытная кривая; *2* — расчетная точка; *3* — касательная к опытной кривой в расчетной точке); *б* — график функции $F(u)$

и a, используя следующие из (4.1) выражения для S и u. Повторяя эту процедуру для различных моментов времени, можно оценить изменения параметров во времени. Таким образом, способ Чоу позволяет определять параметры пласта при любом значении u по выделенным участкам кривой временного прослеживания. Однако диагностика процесса при этом может проводиться только путем анализа изменения параметров во времени.

Для возможности предварительной диагностики процесса, исходя из общих рекомендаций по применению способа логарифмической производной (см. § 1, гл. 3), следует построить эталонную кривую зависимости величины $F(u) = e^u W(u)$ от $\lg 1/u$ и наложить на нее опытные данные для логарифмической производной $\theta = \Delta \lg t/\Delta \lg S$ в координатах θ, $\lg t/r^2$. Совмещение опытных данных с эталонной кривой производится перемещением графиков по горизонтали с наложенными друг на друга осями $\lg 1/u$ и $\lg t/r^2$. На совмещенных графиках в любой точке снимаются значения $\lg 1/u$ и $\lg t$ и находится значение a, поскольку

$$\lg 4a = \lg \frac{1}{u} - \lg \frac{t}{r^2}. \tag{5.8}$$

Далее при этих значениях u и t берутся $W(u)$ и S (первая из таблицы, а вторая с опытного графика) и определяется проводимость

$$T = \frac{Q}{4\pi S} W(u). \tag{5.9}$$

Величина логарифмической производной θ может при этом сниматься с билогарифмического графика кривой временного прослеживания.

Интегральный способ Бузинова — Умрихина [6] основан на вычислении (по данным временного прослеживания) интеграла вида

$$\varphi(t) = -\int_0^S \frac{dS}{t}, \tag{5.10}$$

расчет которого может быть выполнен каким-либо из методов численного интегрирования.

Для условий фундаментальной задачи, когда справедливо уравнение (4.1), видно, что

$$\varphi(t) = \frac{Q \cdot a}{\pi r^2 T} \exp\left(-\frac{r^2}{4at}\right). \tag{5.11}$$

Логарифмируя это уравнение, получим

$$\lg \varphi(t) = \lg \frac{Qa}{\pi r^2 T} - \frac{r^2}{9{,}2at}. \tag{5.12}$$

Данные временного прослеживания, нанесенные на графике в координатах $\lg \varphi(t)$, $1/t$, должны ложиться на прямую линию, отсекающую на осях графика отрезки

$$\varphi^\circ = \frac{Qa}{\pi r^2 T}, \quad \frac{1}{t^\circ} = \frac{9{,}2a}{r^2} \lg \varphi^\circ. \tag{5.13}$$

Отмечая, что для быстро реагирующих скважин расчет величины $\varphi(t)$ может вызывать существенные погрешности, авторы способа предлагают осуществлять его развитие путем введения интегрального преобразования со специально подобранным ядром.

Для обработки комбинированного прослеживания строится график в координатах $\lg [r^2\varphi(t)]$, r^2/t, который должен быть инвариантным для различных наблюдательных скважин.

1.2. Восстановление уровня после откачки с постоянным дебитом

Важным этапом опытных работ является восстановление уровня после остановки откачки, когда дебит скважины мгновенно уменьшается до нуля. При первоначальной откачке с постоянным дебитом Q понижение уровня в процессе восстановления описывается уравнением (4.25), а его график имеет вид, приведенный на рис. 29, *а*. Для определения параметров по уравнению (4.25)

удобно использовать либо начальный, либо конечный период восстановления уровня.

Начальный период определяется условием

$$\varepsilon_S = \frac{W(u_0) - W(u)}{W(u_в)}, \quad u_в = \frac{r^2}{4at_в}, \quad u_0 = \frac{r^2}{4at_0}, \quad u = \frac{r^2}{4a(t_0 + t_в)}, \qquad (5.14)$$

где ε_S — допустимая погрешность определения уровня; t_0 — продолжительность откачки с постоянным дебитом; $t_в$ — время восстановления уровня. Если же к концу откачки установился квазистационарный режим, условие (5.14) принимает более простой вид

$$t_в \leqslant \varepsilon_S t_0. \qquad (5.14а)$$

В начальный период повышение уровня ΔH в процессе восстановления описывается уравнением (4.26). Обработку его данных можно вести так же, как для

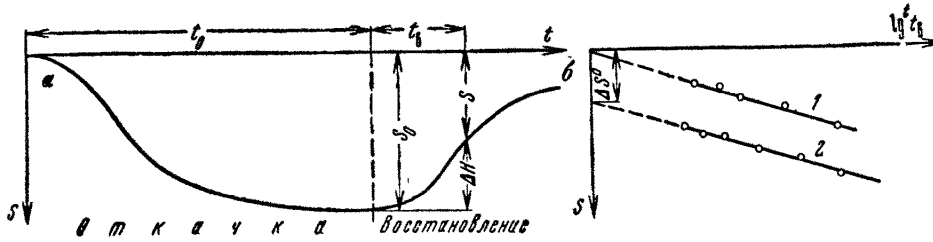


Рис. 29. Графики восстановления уровня после откачки:

а — типичный график $S(t)$; *б* — график конечного периода восстановления уровня (*1* — нормальный; *2* — при неправильном выборе статического уровня)

первоначальной откачки с заменой понижения уровня S на повышение его ΔH относительно положения, достигнутого к концу откачки.

Наступление конечного этапа восстановления уровня, описываемого уравнением (4.27), характеризуется условием

$$t_в \geqslant \frac{r^2}{4a\varepsilon_т}, \qquad (5.15)$$

где $\varepsilon_т$ — допустимая погрешность определения проводимости пласта. Из уравнения (4.27) следует, что в этом случае можно определить проводимость пласта, построив график зависимости понижения уровня S от величины $\lg t/t_в$. Опытные данные на таком графике должны ложиться на прямую линию, приходящую в начало координат (рис. 29, *б*). Построив такой график, прямолинейность которого служит критерием его правильности, определяют далее проводимость пласта согласно (4.27) по формуле

$$T = 0{,}183 \frac{Q}{S} \lg \frac{t}{t_в}, \qquad (5.16)$$

беря в качестве расчетной любую из точек построенного графика.

Нарушение характера расчетного графика может быть связано с неправильным выбором статического уровня, а также с упруго-пластическим (гистерезисным) характером сжимаемости пласта. В первом случае график зависимости S от $\lg t/t_в$ остается прямолинейным, однако эта прямая не идет в начало координат; тогда по отрезку $\Delta S°$ (см. рис. 29, *б*) положение статического уровня может быть скорректировано. Во втором случае график S от $\lg t/t_в$ будет криволинейным; методика его интерпретации пока что не разработана.

1.3. Откачка с переменным дебитом

Наиболее общий способ интерпретации таких откачек основывается на использовании решения в интегральных изображениях, которое для этой задачи выражается уравнением (2.43). Обычным путем можно показать, что для обработки данных временного прослеживания это уравнение позволяет применить способ эталонной кривой. При таком расчете данные временно́го прослеживания должны наноситься на график зависимости $\lg \tilde{S}/\tilde{Q}$ от $\lg r\sqrt{t_p}$, где $\tilde{S}$ и $\tilde{Q}$ — интегральные изображения понижения и дебита, определяемые по рекомендациям, приведенным в § 4, гл. 2 при различных значениях t_p. Эталонный график строится в координатах $\lg K_0(x)$ от $\lg x$. После совмещения этих графиков по любой точке находятся соответствующие значения $\lg \tilde{S}/\tilde{Q}$, $\lg K_0$, $\lg r/\sqrt{t_p}$ и $\lg x$, по которым определяются параметры из выражений

$$\lg(2\pi T) = \lg K_0 - \lg\frac{\tilde{S}}{\tilde{Q}}, \quad \lg\sqrt{a} = \lg\frac{r}{\sqrt{t_p}} - \lg x. \tag{5.17}$$

При соблюдении условия $r < 0{,}2\sqrt{at_p}$, когда

$$K_0\left(\frac{r}{\sqrt{at_p}}\right) \cong \ln\frac{1{,}12\sqrt{at_p}}{r}, \tag{5.17а}$$

обработка данных основывается на построении графика $\tilde{S}/\tilde{Q}$ от $\lg t_p$ (при временно́м прослеживании) или от $\lg t_p/r^2$ (при комбинированно́м прослеживании). На этом графике опытные точки должны ложиться на прямую линию, имеющую уклон $0{,}183/T$ и отсекающую на оси $\lg t_p$ (или $\lg t_p/r^2$) величину $\lg t_p^0$ (или $\lg t_p^0/r^2$), по которой находится значение $a = 0{,}445r^2/t_p^0$.

При изменении режима работы скважины в процессе откачки обычно возникает скачкообразное изменение дебита — по ступенчатому графику. В этом случае в качестве исходного используется уравнение (2.7), с выражением $W(r, t)$ из (4.17). Заметим, что более сложный характер этого уравнения существенно осложняет методику расчетов и, в частности, исключает возможность предварительной диагностики процесса.

Рекомендуемые способы обработки опытных откачек для такого случая покажем на примере двухступенчатой откачки, которая проводится с дебитом Q в течение времени t_1, после чего дебит изменяется на величину ΔQ_1. Данные нестационарного режима уровней в наблюдательной скважине при такой откачке в период $t > t_1$ можно обработать, составляя предварительно уравнение для соотношения понижений S' и S'' на два момента времени t' и t''. Записывая согласно [2.7] выражения для S' и S'' (при $n = 1$), получаем

$$\frac{S'}{S''} = \frac{W(u') + \Delta\overline{Q}_1 W(u_1')}{W(u'') + \Delta\overline{Q}_1 W(u_1'')} \tag{5.18}$$

$$\Delta\overline{Q}_1 = \frac{\Delta Q_1}{Q},$$

$$u' = \frac{r^2}{4at'}, \quad u'' = u'\frac{t'}{t''}, \quad u_1' = u'\frac{t'}{t'-t_1}, \quad u_1'' = u''\frac{t''}{t''-t_1}, \tag{5.18а}$$

в котором исключается проводимость, так, что соотношение S'/S'' оказывается зависящим только от параметра a. Решение уравнения (5.18) приходится искать подбором, задаваясь различными значениями a.

При наступлении квазистационарного режима для каждой ступени откачки, критерием которого (при допустимой погрешности расчета 10%) является условие

$$t - t_1 \geqslant 1{,}7\frac{r^2}{a}, \tag{5.19}$$

исходное уравнение для двухступенчатой откачки примет вид

$$S = \frac{Q}{4\pi T}\ln\frac{2{,}25at}{r^2} + \frac{\Delta Q_1}{4\pi T}\ln\frac{2{,}25a(t-t_1)}{r^2} =$$

$$= \frac{Q_1}{4\pi T}\left[\lg 2{,}25a + \overline{Q}\lg\frac{t}{r^2} + \Delta\overline{Q}_1\lg\frac{t-t_1}{r^2}\right];\ Q_1 = Q + \Delta Q_1,\quad \overline{Q} = \frac{Q}{Q_1},\ \Delta\overline{Q}_1 = \frac{\Delta Q_1}{Q_1} \tag{5.20}$$

Из выражения (5.20) следует, что при соблюдении условия (5.19) должен получиться прямолинейный график зависимости понижения S от величины $\tau = \overline{Q}\lg t/r^2 + \Delta\overline{Q}_1\lg t - t_1/r^2$, по которому могут быть определены параметры a и T: при пересечении этой прямой с осью τ получим значение $\tau = \tau_0$, а на пересечении с осью S получим значение $S = S_0$, по которым найдем

$$\lg 2{,}25a = \tau_0,\quad T = \frac{Q_1\tau_0}{4\pi S_0}. \tag{5.21}$$

При дебите скважины, меняющемуся по линейному закону, для обработки временных графиков в качестве исходного может быть использовано уравнение (4.19). В этом случае определение параметров можно проводить с использованием эталонной кривой, которая здесь представляет собой график функции $W^{(1)}(u)$, построенной в логарифмическом масштабе. Фактический материал наносится на логарифмический график с координатами $\lg\frac{S}{Q}$ и $\lg t$. Смещение оси абсцисс соответствует при этом величине $\lg 4\pi T$, а по оси ординат величине $\lg 4a/r^2$.

В случае длительной откачки (при $t > 10r^2/a$) для определения параметров можно использовать графо-аналитический способ, строя график зависимости S/Q от $\lg t$, которая согласно выражению (4.20) должна в этом случае быть прямолинейной. Проводя прямую через опытные точки на этом графике и выделяя на ней любых два значения S_1/Q_1 и S_2/Q_2, соответствующие моментам времени t_1 и t_2, получаем величину проводимости из выражения

$$T = 0{,}183\frac{\lg t_2 - \lg t_1}{\frac{S_2}{Q_2} - \frac{S_1}{Q_1}}. \tag{5.22}$$

Таким же путем можно проводить обработку данных откачек и при других законах изменения дебита, имеющих сравнительно несложные аналитические решения (например, параболическое, экспоненциальное и т. п.).

1.4. Откачки из группы скважин

Расчетные зависимости, используемые для обработки групповых откачек, получаются суперпозицией решений для отдельных скважин. Покажем построение таких зависимостей и их использование для обработки опытных данных на примере откачки из группы n скважин, работающих с постоянными во времени дебитами $Q_1, Q_2, \ldots, Q_n$ в однородном неограниченном пласте. Исходное уравнение для понижения уровня в любой точке в этом случае будет иметь вид

$$S = \frac{Q_1}{4\pi T}W(u_1) + \frac{Q_2}{4\pi T}W(u_2) + \ldots + \frac{Q_n}{4\pi T}W(u_n), \tag{5.23}$$

$$u_1 = \frac{r_1^2}{4a(t-t_1)},\quad u_2 = \frac{r_2^2}{4a(t-t_2)},\quad u_n = \frac{r_n^2}{4a(t-t_n)}, \tag{5.23а}$$

где $r_1, r_2, \ldots, r_n$ — расстояния от скважин до расчетной точки, а $t_1, t_2, \ldots, t_n$ — время пуска каждой скважины.

Обработку данных временного прослеживания по уравнению (5.23) в общем случае приходится вести подбором, что существенно осложняет технику расчетов и практически исключает возможность диагностики процесса.

При компактном расположении центральных (эксплуатационных) скважин их можно заменить «большим колодцем» с дебитом Q, равным суммарному дебиту скважин, причем расчетное расстояние от такого колодца до наблюдательных скважин (r) определяется, как средневзвешенное по относительным дебитам из расстояний до каждой из эксплуатационных скважин, т. е.

$$\lg r = \bar{Q}_1 \lg r_1 + \bar{Q}_2 \lg r_2 + \ldots + \bar{Q}_n \lg r_n, \quad \bar{Q}_i = \frac{Q_i}{Q}. \tag{5.24}$$

Численный анализ показывает, что, если принять допустимую погрешность расчета в 5%, возможность перехода к схеме большого колодца ограничивается условием

$$\frac{r_{\max}}{\sigma_{\max}} u_{\min} < 0{,}25, \tag{5.25}$$

где $u_{\min}$ — минимальное значение u (определенное для ближайшей скважины); $r_{\max}$ — расстояние до максимально удаленной скважины; $\sigma_{\max}$ — максимальное расстояние между эксплуатационными скважинами. При стационарном режиме расчеты групповых откачек могут проводиться по способу большого колодца, если только максимальное расстояние между скважинами не превышает расстояние от любой эксплуатационной скважины до ближайшей границы пласта.

При наступлении логарифмического закона понижения уровня от действия каждой скважины (когда $u_i < 0{,}09$—$0{,}15$) расчет можно упростить, введя приведенное время $t_{\text{п}}$ [3], определяемое по зависимости

$$\lg t_{\text{п}} = \sum_{i=1}^{n} \bar{Q}_i \lg (t - t_i), \tag{5.26}$$

где относительные дебиты скважины $\bar{Q}_i$ определяются так же, как в выражении (5.24). После этого для расчетов параметров можно пользоваться способом прямой Джейкоба, принимая в качестве Q — суммарный дебит скважин, а в качестве t — величину приведенного времени $t_{\text{п}}$.

Заметное упрощение расчетов может быть достигнуто при одновременной откачке из всех центральных (эксплуатационных) скважин, когда $t_i = 0$. В этом случае при обработке нестационарного режима откачки можно воспользоваться способом эталонных кривых, причем эталонные кривые должны специально строиться для данной групповой откачки. Например, зависимость (5.23) можно при этом записать в виде

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W_n(u), \quad W_n(u) = \sum_{i=1}^{n} \bar{Q}_i W(u_i), \tag{5.27}$$

$$u_i = u \cdot \bar{r}_i^2, \quad u = \frac{r^2}{4at}, \quad \bar{r}_i = \frac{r_i}{r}, \tag{5.27а}$$

где величина r может быть выбрана любой (например, равной среднему из значений r_i). Построив эталонную кривую зависимости $\lg W_n$ от $\lg 1/u$ для каждой наблюдательной скважины (при известных r_i), можно далее вести обработку точно так же, как и для откачки из одиночной скважины.

При последовательном включении отдельных скважин могут возникать условия, при которых их суммарный дебит меняется сравнительно закономерно. В таких случаях методика их обработки может заметно упроститься (при возможности приведения группы откачивающих скважин к большому колодцу).

1.5. О требованиях к постановке откачек

Исходя из целесообразности контрольного определения параметров способами временного и площадного прослеживания следует задавать, как минимум, две, а лучше три наблюдательные скважины, располагаемые в пределах предварительно рассчитанной зоны эффективного влияния откачки. Первую скважину следует помещать на расстоянии r_1 от центральной, приблизительно равном мощности пласта, так как здесь напоры по вертикали (в однородном изотропном пласте) практически одинаковы. Последующие же скважины рекомендуется располагать по лучу, увеличивая расстояния между ними по закону геометрической прогрессии (исходя из примерно логарифмической формы пьезометрической кривой). Для наблюдений могут использоваться как совершенные, так и несовершенные пьезометры, однако в зоне $r \leqslant m$ желательно ориентироваться только на совершенные скважины, особенно если есть основания ожидать проявления профильной анизотропии или неоднородности.

Откачку следует проводить в течение времени, обеспечивающего достаточно полное развитие квазистационарного режима в пределах куста скважин. Исходя из необходимости получения хорошо выраженного прямолинейного участка временно́го индикаторного графика, целесообразно ориентироваться на выполнение критерия [3]:

$$t \geqslant 5t_{\text{кв}}, \tag{5.28}$$

где время $t_{\text{кв}}$ определяется по условию (4.16а) для дальней наблюдательной скважины. Наиболее четким критерием допустимости прекращения кустовой откачки в изолированных напорных пластах служит выход на общую асимптоту комбинированных графиков $S = f(\lg t/r^2)$, построенных для различных наблюдательных скважин.

§ 2. Пласт с перетеканием (схема II-1)

По рассматриваемой здесь схеме могут интерпретироваться откачки в напорных пластах, получающих дополнительное питание за счет перетекания из выше- и нижележащих водоносных пластов, не вскрытых центральной скважиной, или за счет оттока воды из смежных (сжимающихся), относительно водоупорных пластов. Предполагается, что исходная информация представлена, как минимум, графиками понижений по двум наблюдательным скважинам на основной водоносный горизонт и хотя бы по одной (контрольной) наблюдательной скважине на подпитывающий водоносный пласт. Особо будут рассмотрены возможности детализации интерпретационной схемы при наличии замеров по малоинерционным пьезометрам в слабопроницаемых пластах.

В § 2 гл. 4 показано, что поступление воды из смежных пластов начинает проявляться в характере изменения напоров основного пласта лишь для относительно длительных опытов. Поэтому на первых этапах откачек в рассматриваемых системах индикаторные графики идентичны таковым в изолированных напорных пластах (участок *1* на рис. 30). Если эти участки графиков достаточно представительны, они, естественно, могут интерпретироваться аналогично схеме I — в целях определения параметров основного пласта. Как следует

из § 2 гл. 4, в этих целях желательно использовать индикаторные графики ближних наблюдательных скважин, для которых отклонения от решения Тейса минимальны. Однако при сравнительно быстром развитии процессов перетекания выделение представительного начального участка графика может оказаться затруднительным или он может быть идентифицирован неверно. Тогда проводимость, определенная по наклону временно́го индикаторного графика (уменьшенному вследствие перетекания), может оказаться существенно завышенной. В подобных случаях *проводимость основного пласта следует определять по формуле Дюпюи для двух ближних наблюдательных скважин*, используя значения понижений в них на последний момент откачки: в § 2 гл. 4 показано, что разность понижений в двух расчетных точках при малых r и больших t подчиняется логарифмической зависимости от расстояния r.

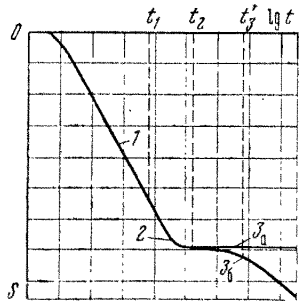


Рис. 30. Типовые индикаторные графики откачки при наличии перетекания

2.1. Подсхема II-1а

Перейдем теперь непосредственно к оценке параметров в условиях перетекания. Для этого естественно рассмотреть схемы интерпретации, базирующиеся на результирующих формулах § 2 гл. 4 и предполагающие достаточно четко выраженное проявление в результатах откачки процессов перетекания или подтока воды из смежных, относительно водоупорных пластов. Если последний из упомянутых факторов не имеет серьезного значения (подсхема II-1а), перетекание обычно диагностируется и количественно интерпретируется по индикаторным графикам временно́го прослеживания для ближних наблюдательных скважин (см. рис. 30). На этих графиках перетекание отражается характерным выполаживанием, тем более резким, чем бо́льшая доля расхода откачки обеспечивается за счет перетекания. Конечный участок *3* индикаторного графика может быть на практике заключен между двумя крайними вариантами: 1) прямая *3а* отвечает весьма высокой водообильности подпитывающего пласта, при которой уровень в нем оказывается практически не зависящим от откачки; в этом варианте стационарный режим фильтрации в основном пласте наступает в тот период, когда весь расход откачки обеспечивается перетеканием; такая возможность часто реализуется при перетекании из вышележащих безнапорных пластов, гравитационная водоотдача которых намного превышает упругую водоотдачу основного пласта; 2) прямая *3б* отвечает синхронному снижению напоров в обоих взаимодействующих слоях, которые работают как напорная система с суммарной проводимостью $(T + T')$ и водоотдачей $(\mu^* + \mu^{*\prime})$; этот вариант характерен для взаимодействующих слоев с нерезко различающимися емкостными свойствами или при доминирующей роли водоотдачи основного пласта.

Если взаимодействующий пласт связан с близко расположенной областью питания, участок графика *3б* может перейти в горизонтальный участок, отвечающий стабилизации режима фильтрации за счет полной компенсации расхода скважины поступлением воды из этой области питания.

Для дальних наблюдательных скважин процессы перетекания могут быть выражены на графиках не столь четко и результаты оказываются внешне подобными индикаторным графикам для схемы I. В этом варианте диагностика нали-

чия перетекания сводится, прежде всего, к выявлению тенденций в изменениях расчетных параметров (§ 5, гл. 5) и к сопоставлению расчетных значений проводимости, определенных по площадному и временно́му прослеживанию, — в сочетании с данными об изменении напоров в питающем пласте. Однако при этом приходится помнить, что в случае водообильных питающих пластов неизменность напоров в них не может считаться достоверным признаком отсутствия перетекания. Возможности диагностики принципиально улучшаются при наличии данных о напорах в пределах слабопроницаемого слоя.

Откачки, направленные на изучение перетекания из пласта с относительно высокой водоотдачей, должны ставиться обычно таким образом, чтобы получить представительный период стационарного (в варианте *3а*) или ложностационарного (в варианте *3б*) режима фильтрации в основном пласте. Соответственно, интерпретация откачки оказывается наиболее простой и надежной при наличии в интервале $t_2 - t_3'$ достаточно хорошо выраженного (см. рис. 30), примерно горизонтального или относительно полого наклонного, участка индикаторного графика $S = f(\lg t)$. Если для данного временного интервала $S'/S < 0{,}1 \div 0{,}2$, распределение понижений, а точнее разность $S - S'$, описывается в этом случае решением (4.51), откуда, при известной проводимости основного пласта, можно получить параметр перетекания $B = r/\bar{r}$. Поскольку при малых значениях $\bar{r}$ величина $K_0(\bar{r})$ в формуле (4.51) принимает вид (4.52), то при наличии нескольких наблюдательных скважин в планово-однородном пласте целесообразно строить поверочный график $S = f(\lg r)$, который должен достаточно хорошо аппроксимироваться прямой линией. Для построения графика должны использоваться лишь скважины, расположенные достаточно близко к центральной ($\bar{r} < 0{,}3$). Эти же скважины могут использоваться для определения проводимости основного пласта по формуле Дюпюи (см. ранее). Результаты такого определения служат дополнительным критерием надежности оценок проводимости по начальному этапу откачки (при $t < t_1$).

При сравнительно высокой проницаемости разделяющего слоя и не слишком высокой водоотдаче взаимодействующего пласта в последнем обычно отмечается заметное понижение уровня ($S'/S > 0{,}1 \div 0{,}2$), так что на индикаторном графике реально достижимо выявление прямолинейной асимптоты *3б* (см. рис. 30), которая может использоваться для оценки суммарной проводимости $(T + T')$ — аналогично схеме I. Для ориентировочной оценки суммарной пьезопроводности $(T + T')/(\mu^* + \mu^{*\prime})$ можно использовать формулу Тейса для полусуммы понижений $(S + S')/2$. Однако в этом варианте участок ложностабилизированного режима может оказаться невыраженным, что весьма затрудняет диагностику откачки и выделение упомянутого представительного расчетного участка графика. Полезным критерием является степень совпадения уклонов временных индикаторных графиков основного и взаимодействующего пластов для спаренных наблюдательных скважин в зоне квазистационарности. При не слишком сильно различающихся пьезопроводностях пластов или при $\mu^{*\prime} \ll \mu^*$ довольно быстро отмечается близость уклонов конечных участков графиков, которая свидетельствует об их представительности и о допустимости использования их для оценки суммарной проводимости. Кроме того, полученное при этом примерно постоянное значение разности понижений может использоваться для оценки параметра перетекания по формуле (4.51) при замене B на $B_1 = \sqrt{\frac{TT'm_p}{k_p(T+T')}}$.

При существенно большей пьезопроводности основного пласта* уклоны конечных участков могут еще заметно различаться (больший уклон на графике для основного пласта) и для интерпретации этих участков можно использовать зависимости (4.54), (4.54а). Для этого строится график $S'/(S-S') = f(t)$, уклон прямолинейного конечного участка которого, согласно (4.54а), равен параметру a_0/B^2; затем строится прямолинейный график $S = f\left[\ln\left(t+\frac{B^2}{a_0}\right)\right]$, по которому определяются проводимость пласта и коэффициент пьезопроводности $a_0 = T/(\mu^* + \mu^{*\prime\prime})$ — согласно зависимости

$$S = \frac{Q}{4\pi T}\left[\ln\left(t+\frac{B^2}{a_0}\right)+\ln\frac{1.6a_0}{r^2}\right], \qquad (5.29)$$

вытекающей из (2.50) и (4.54) для зоны квазистационарности.

При относительно кратковременных откачках и слабой проницаемости разделяющего слоя фиксируется лишь ограниченный начальный участок *1—2* (см. рис. 30) индикаторного графика, имеющий плавные криволинейные очертания. Он описывается общей нестационарной зависимостью (4.46), пользуясь которой, при наличии нескольких наблюдательных скважин можно предпринять попытку оценить параметр перетекания параллельно с параметрами основного пласта способом типовой кривой: эталонный график будет представлять собой семейство кривых зависимости $\lg W_{\text{п}}(u, \bar{r})$ от $\lg t/r^2$. Для этого перетекание должно быть выражено на графике достаточно четко. В частности, исходя из свойств функции $W_{\text{п}}(u, \bar{r})$ (§ 2, гл. 4), можно показать, что, если полученный параметр B не удовлетворяет требованию

$$rB < (4 \div 5)\,at \qquad (5.30)$$

(t — последний расчетный момент), то функция $W_{\text{п}}(u, \bar{r})$ мало отличается от $W(u)$ и, следовательно, к вычисленной величине B нельзя относиться с доверием. Более того, даже если критерий (5.30) выполнен, то совмещение кривых остается все-таки мало надежной операцией, о чем свидетельствует и характер типовых кривых. Менее субъективным оказывается применение операционного метода: из основной формулы (2.43), в которой изображения S подсчитаны для разных значений t_p. По известной проводимости T определяется параметр $\chi = \sqrt{\frac{1}{at_p}+\frac{1}{B^2}}$ (гл. 4, § 2) и строится график зависимости $t_p\chi^2 = f(t_p)$. Если он оказывается прямолинейным, параметр B определяется по формуле $B = \sqrt{1/A}$, где A — угловой коэффициент графика.

В целом же приходится признать, что *при отсутствии участка стационарного или ложностабилизированного режима определение параметра перетекания B обычно связано с большими погрешностями.* Объясняется это как отмеченной невыразительностью переходного участка, так и весьма вероятным несоответствием изложенных расчетных схем физико-фильтрационного процесса. В частности, сравнительно медленный переход графика упругого нестационарного режима (участок *1*) к стационарному или ложностабилизированному режиму обычно свидетельствует о существенном влиянии на результаты опыта упругих запасов разделяющего слабопроницаемого слоя (подсхема II-1б), которое часто качественно диагностируется теми же признаками, что и перетекание. Поэтому наиболее надежное разделение этих подсхем проводится, как правило, лишь по данным о характере изменения напоров в слабопроницаемом слое.

---

* В этом варианте, как уже отмечено, обычно можно использовать для интерпретации и участок ложностационарного режима.

2.2. *Подсхема II-1б*

Понижение напоров основного пласта в условиях подсхемы II-1б описывается на сравнительно ранних стадиях откачки основной зависимостью (4.57) или приближенно — зависимостями (2.50) и (4.60). На рис. 31 приведены характерные индикаторные графики. Для сравнения на рисунок нанесен также график понижения при пренебрежении упругими запасами слабопроницаемого слоя ($k_p = 0$); чем больше влияние последних, тем больше расхождения между этими графиками. По характеру кривых видно, что диагностика наличия подтока из разделяющего пласта и выделение представительного участка графика для оценки емкостных свойств слабопроницаемых пород оказываются затруднительными. В частности, прямолинейные участки индикаторных графиков могут отвечать как формуле Тейса, так и асимптотическому представлению (4.58а). Ошибочная интерпретация этих участков приведет к большой погрешности (порядка 100%) в расчетной величине проводимости, а коэффициент пьезопроводности вообще не может быть найден по асимптотике (4.58а). Подобная ошибка в диагностике особенно характерна в тех случаях, когда начальный участок графика, отвечающий формуле Тейса, из-за интенсивного подтока оказывается плохо выраженным. Поэтому важнейшим моментом диагностики является сопоставление уклонов графиков временно́го прослеживания со значениями проводимости, определенными площадным прослеживанием по ближним наблюдательным скважинам.

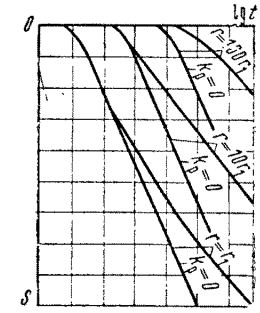


Рис. 31. Характерные индикаторные графики откачки при наличии подтока из слабопроницаемого слоя

В связи с отсутствием в рассматриваемых условиях независимо полученных данных о величине B использование точного аналитического решения в общем виде (4.57) представляется затруднительным; метод типовой кривой — практически исключается. Поэтому рекомендуется применять приближенное решение (2.50) в сочетании с (4.60), а при надежном выделении прямолинейного участка — асимптотику (4.58а).

Можно рекомендовать следующую последовательность расчета.

1. По разности понижений $\Delta S\ (t_п)$ для двух ближних наблюдательных скважин, удаленных от центральной на расстояния r_1 и r_2, определяется проводимость T. Для этого берутся понижения на один из последних моментов откачки $t_п$.

2. Из формулы (2.50) определяем $R\ (t_п)$ — среднее по двум выбранным скважинам — и находим уточненное значение проводимости

$$T = \frac{Q}{2\pi\,\Delta S}\left(\ln\frac{r_2}{r_1} - \frac{r_2 - r_1}{R\,(t_п)}\right). \qquad (5.31)$$

Оно должно примерно соответствовать величине $Q/8\pi i$, где i — уклон конечного участка временного индикаторного графика в выбранном расчетном диапазоне.

3. По полученному значению T с помощью основной формулы (2.50) находим значения функции $R^2\ (t)$ для различных скважин (при этом можно использовать табл. 3 из приложения), после чего строим график $R^2\ (t)$, осредненный по расчетным скважинам *.

---

* На каждый расчетный момент t используются лишь те скважины, где понижения достаточно велики.

4. По известным значениям $R^2(t)$ с помощью формулы (4.60) или ее табличного эквивалента (табл. 7) подбирается параметр p. Для этого в первом приближении можно использовать отношение

$$\frac{R^2(t_2)}{R^2(t_1)} = \frac{\bar{t}_2 \cdot \bar{R}^2(\bar{t}_2)}{\bar{t}_1 \cdot \bar{R}^2(\bar{t}_1)} = \frac{2\sqrt{pt_2} - 1 + \exp(-2\sqrt{pt_2})}{2\sqrt{pt_1} - 1 + \exp(-2\sqrt{pt_1})}. \tag{5.32}$$

Таблица 7

$\bar{t} = \sqrt{pt}$	0,025	0,05	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,35
$\frac{p}{a} \cdot R^2$	0,007	0,029	0,112	0,245	0,422	0,639	0,893	1,180
$\bar{R}^2$	0,984	0,967	0,936	0,907	0,879	0,852	0,827	1,802
$\bar{t} = \sqrt{pt}$	0,4	0,45	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
$\frac{p}{a} \cdot R^2$	1,496	1,839	2,206	3,007	3,88	4,81	5,79	6,81
$\bar{R}^2$	0,779	0,757	0,736	0,696	0,660	0,626	0,596	0,568
$\bar{t} = \sqrt{pt}$	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8
$\frac{p}{a} \cdot R^2$	7,87	8,95	10,04	11,16	12,30	13,44	14,60	15,76
$\bar{R}^2$	0,542	0,518	0,495	0,475	0,455	0,438	0,421	0,405

Примечание. $\bar{R}^2(t) = R^2(t)/12at$, при $\bar{t} = \sqrt{pt} \geqslant 2,0$, $R^2(t) = \frac{12a}{p}(\sqrt{pt} - 0,5)$.

5. Находим параметры a и $\mu^* = \frac{T}{a}$ по значениям $R^2(t)$ для времени t, удовлетворяющего условию

$$\sqrt{pt} < (1 \div 2). \tag{5.33}$$

6. Находим значение

$$k_p \eta_p^* = \frac{pT^2}{a^2} = p\mu^2. \tag{5.34}$$

Приведенный подход предполагает, таким образом, что проводимость T может быть найдена контрольным расчетом по формуле Дюпюи для двух наблюдательных скважин, а коэффициент пьезопроводности — оценен по начальным участкам временных индикаторных графиков; если последняя оценка не представляется возможной в связи с отсутствием представительного начального участка, к ней следует вернуться после пробного расчета, приняв в первом приближении коэффициент пьезопроводности по результатам лабораторных испытаний или по аналогии. Последовательность расчета иллюстрируется далее примером 3.

Основная расчетная зависимость (4.57) или приближенное решение (4.60) позволяют по известному понижению $S(r, t)$ непосредственно определить лишь параметр $k_p \eta_p^*$, после чего значения k_p и η_p^* могут быть разделены с учетом данных о сжимаемости пород или о независимо определенных параметрах B и μ^*.

При выполнении упомянутых здесь операций в расчет следует принимать участок временно́го индикаторного графика, удовлетворяющий условию (4.62), которое проверяется последовательными приближениями.

Выполаживание графика на последнем участке свидетельствует о влиянии перетока из смежного водоносного горизонта. Если при откачке достигается достаточно хорошо выраженный участок стабилизированного режима, оценка параметра перетекания B проводится без затруднений — аналогично подсхеме II-1а. Предшествующий этому участку графика интервал времени может быть использован для оценки емкостных свойств глинистых пород. С этой целью рядом с индикаторным графиком откачки целесообразно построить теоретический график, отвечающий подсхеме II-1а, для тех же параметров T, a и B (формула 4.46) для выяснения — насколько реальный график отличается от теоретического в сторону меньших понижений.

Следует, однако, помнить, что суждения о емкостных свойствах разделяющих слоев по косвенному признаку (графикам понижения в основном слое) всегда оказываются субъективными. Это относится в особенности к тем случаям, когда по ходу откачки проявляются оба рассмотренных здесь процесса, но стабилизация режима понижений на индикаторных графиках не выражена: выбор представительных участков индикаторных графиков связан с большими трудностями. Положение, в этом плане, резко улучшается при использовании сведений о напорах непосредственно в разделяющем слое, полученных по малоинерционным пьезометрам, установленным неподалеку от центральной скважины (§ 3, гл. 3). В таком варианте диагностика графиков откачки оказывается вполне однозначной, а пьезопроводность разделяющего пласта надежно определяется по формулам (4.66)—(4.67а) или, более точно, с помощью операционного метода, по формулам (4.69)—(4.69а) *. Допустимость применения упомянутых решений проверяется не только по критерию (4.62), но и непосредственно по реакции на откачку пьезометра, установленного вблизи внешней границы разделяющего слоя.

Таким образом, наличие замеров в пределах слабопроницаемого слоя позволяет определить пьезопроводность $a_р$ *независимо от параметров основного пласта*. Используя далее сведения о параметре $k_р \cdot \eta_р^*$, полученные по пьезометрам основного пласта, или сведения о сжимаемости пород раздельного слоя, полученные по данным лабораторных испытаний (§ 2, гл. 3), либо по аналогии, можно оценить коэффициент фильтрации слабопроницаемого слоя: $k_р = a_р \eta_р^*$. Последний подход вполне допустим, если принять во внимание относительно слабую изменчивость параметров сжимаемости глинистых пород (в сравнении с их проницаемостью).

2.3. Анализ возможных аномалий в основной расчетной схеме

При использовании кривых восстановления уровня аномалии обусловлены «наследством» откачки — продолжающимся перетоком в относительно удаленных от центральной скважины зонах пласта, что связано с сохранением здесь разности напоров между основными и смежными пластами. Поэтому восстановление напоров будет идти быстрее, чем это следует из основной интерпрета-

---

* Преимущества операционного метода, вытекающие из его интегральной природы, определяются в данном случае существенной профильной неоднородностью реальных разделяющих пластов, из-за которой точечные методы дают большой разброс в расчетных параметрах емкости слабопроницаемых пород.

ционной схемы, угловые коэффициенты временных графиков окажутся завышенными, а проводимость, соответственно, заниженной. Кроме того, благодаря компрессионному гистерезису (гл. 1, § 2), особенно характерному для разделяющих глинистых слоев, коэффициенты пьезопроводности при восстановлении могут оказаться на порядок выше, чем при откачке. Наличие гистерезиса также сужает пределы применимости стандартного метода интерпретации кривых восстановления (гл. 5, § 1). Поэтому *к результатам опытов по восстановлению в рассматриваемых условиях следует относиться с повышенной осторожностью.*

Отклонения от рассмотренной интерпретационной схемы могут вызываться также влиянием границ пластов. Для основного пласта это влияние проявляется аналогично схеме I. Однако учет его при интерпретации оказывается весьма затруднительным в силу взаимного наложения граничных эффектов и перетекания, так что подобное наложение должно, по возможности, исключаться самой постановкой опыта. То же самое, хотя и в меньшей мере, относится и к влиянию границ взаимодействующего пласта, за исключением случаев, когда у этого пласта близко расположена граница обеспеченного питания, компенсирующая перетекание и вызывающая стабилизацию уровней.

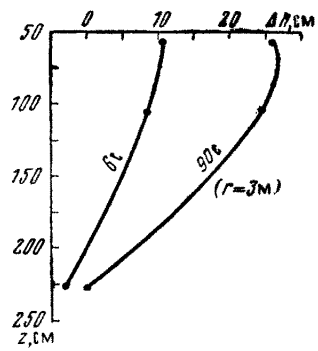


Рис. 32. График изменения напора (ΔH) в пределах глинистого пласта на начальном этапе откачки (z — расстояние от контакта пласта с водоносным горизонтом)

При сильно изменяющейся мощности раздельного слоя, наличии «окон» в нем, а также при частом и незакономерном чередовании водоносных и водоупорных пластов влияние эффектов перетекания проявляется при откачках в полной мере, но оно не может быть надежно отражено рассмотренными расчетными схемами. На индикаторных графиках в этих условиях обычно трудно выделить достаточно представительные участки для оценки параметров перетекания. Здесь, как правило, можно использовать лишь начальные участки этих графиков —для определения параметров основного пласта, а также конечные участки графиков достаточно долговременных откачек — для оценки суммарных параметров всего комплекса взаимодействующих пластов. В последнем случае водоносная система работает подобно схеме слоистого пласта (§ 3). Однако диагностика откачки существенно сложнее, чем в рамках этой схемы, так как «подключение» отдельных зон водоносного комплекса (по вертикали) может быть сильно растянутым во времени; практически недиагностируемыми могут оказаться, в частности, индикаторные графики удаленных наблюдательных скважин.

Заметим еще, что на ранних этапах откачки (порядка десятков секунд — минут) в пределах разделяющего слоя — вблизи его контакта с основным пластом — могут фиксироваться кратковременные повышения напоров, обусловленные специфическими гидрогеомеханическими эффектами (§ 1, гл. 2). Для примера на рис. 32 даны графики [22] изменения напора в глинистом слое, подстилающем основной водоносный горизонт. Из графиков видно, что через 1,5 минуты после начала откачки повышение напора в точке $r=3$ м, $z=0{,}5$ м составило около 25 см, однако через несколько минут аномальные возмущения практически прекратились. Известны также случаи, когда подобного рода кратковременные аномалии отмечались и в подстилающих водоносных пластах [22].

Таким образом, *наиболее надежная диагностика перетекания и интерпретация его параметров возможна при длительных опытах*, обеспечивающих

достижение на индикаторных графиках представительных участков стационарного или ложностабилизированного режима — при сравнительно высокой водообильности смежного водоносного горизонта. В других случаях весьма желательно достижение на этих графиках прямолинейных асимптот, отвечающих суммарной водоотдаче всей системы взаимодействующих пластов. Однако на практике упомянутые участки могут быть получены лишь при достаточно высокой проницаемости разделяющих слоев — порядка 10^{-3}—10^{-4} м/сут, согласно критериям § 2 гл. 4. При меньшей проницаемости откачкой обычно удается выявить лишь наличие подтока из разделяющего пласта, так что опыт можно считать удовлетворительным при проявлении на индикаторном графике соответствующей прямолинейной асимптоты. Надежность интерпретации принципиально улучшается при использовании данных по изменениям напоров в самих разделяющих слоях, что позволит также сократить требуемое время откачки.

2.4. Примеры интерпретации откачек

Пример 1. Рассмотрим индикаторный график откачки из напорного пласта (рис. 33), приведенный в работе [16]. Расход откачки 8150 м³/сут, наблюдательная скважина удалена от центральной на 323 м. Переход прямолинейного участка *1* графика при времени $t > 1000$ мин в криволинейный *2* свидетельствует о наличии процессов перетекания. В то же время четко выраженный прямолинейный участок говорит о несущественной роли перетекания при меньших значениях времени. Проводимость определяется по этому участку как для схемы изолированного напорного пласта по формуле (5.5) : $T = 790$ м²/сут.

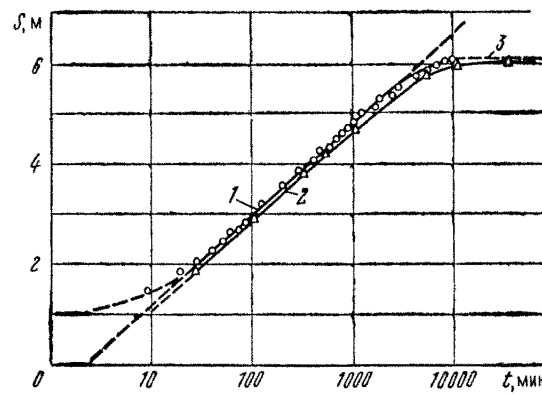


Рис. 33. Индикаторные графики откачки из напорного пласта при наличии перетекания:

1, 2, 3 — характерные участки графиков. Кружками даны экспериментальные точки; треугольниками — расчетные точки

Поскольку понижения S на асимптотическом участке *3* графика, отвечающем стабилизированному режиму, составляет 5,95 м, то по формуле (4.51) находим $K_0(\bar{r}) = 3{,}63$, откуда $\bar{r} = 0{,}029$, а $B = 1{,}1 \cdot 10^4$ м. Коэффициент пьезопроводности, определенный по начальному участку индикаторного графика ($t < 1000$ мин) с помощью формулы Тейса, составляет около $1{,}5 \cdot 10^7$ м²/сут. Расчетная кривая также приведена на рис. 33.

Заметим, что в точке перегиба, где $S = 0{,}5S_{ст} \approx 2{,}97$ м функция $W_п(u, \bar{r}) = 3{,}63$; эта величина лишь на 1 % отличается от функции $W_п(u, 0) = W(u)$ для изолированного напорного пласта. Иначе говоря, наличие перетекания отражается в упомянутой точке уменьшением понижения всего на 3 см, т. е. на величину, соизмеримую с погрешностями замера. Из примера следует, что устойчивые оценки параметров перетекания можно получить, ориентируясь на участки индикаторного графика, где перетекание приводит к резкому изменению его формы и наклона; в противном случае эти оценки всегда окажутся субъективными.

Пример 2 [10]. Откачка велась из напорного водоносного горизонта мощностью 6—12 м, представленного в верхней части переслаиванием песчаников и алевролитов, а в нижней — известняками. Взаимодействующий пласт мощностью 10—15 м сложен песчаниками, алевролитами и песками. Разделяющий слой образован аргиллитоподобными глинами мощностью 5—8 м. Расход откачки, проводившейся из совершенной скважины, составлял около 430 м³/сут; продолжительность откачки — более 20 сут. Индикаторные графики для двух спаренных наблюдательных скважин (на разные пласты), удаленных на расстояние $r = 275$ м от центральной, приведены на рис. 34. Здесь же дан график понижения во взаимодействующем пласте при $r = 5$ м.

Из рисунка видно, что взаимодействие пластов начало сказываться достаточно быстро уже в первые часы откачки. Это свидетельствует о сравнительно высокой проницаемости разделяющего слоя. Начальные участки графиков практически не интерпретируемы, так как уже на первых этапах откачки $S'/S > 0{,}2$ и, соответственно, участок ложностабилизированного режима не выражен. Далее, состав пород и мощность водоносных пластов свидетельствуют о том, что их пьезопроводности отличаются несильно. Подтверждением этому служит и синхронный характер понижения в обоих слоях на заключительном этапе откачки. Поэтому конечные, почти параллельные, участки индикаторных графиков имеют, очевидно, уклон i, отвечающий суммарной проводимости пластов, согласно графикам $T + T' = \dfrac{2{,}3Q}{4\pi i} = 25$ м²/сут. Полусумма конечных понижений примерно отвечает суммарному коэффициенту пьезопроводности, который определяется равенством $\ln\dfrac{2{,}25a_0t}{r^2} = \dfrac{4\pi(T+T')(S+S')}{2Q}$, откуда $a_0 \approx 1{,}4\cdot10^5$ м²/сут, т. е. $\mu^* + \mu^{*\prime} = 2\cdot10^{-4}$.

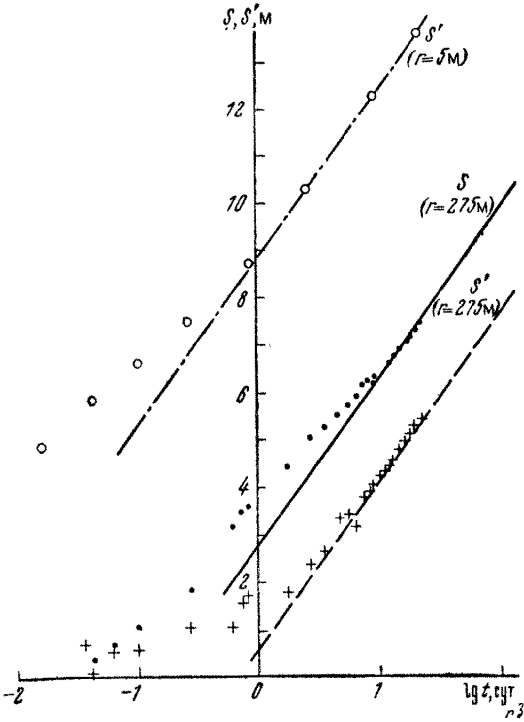


Рис. 34. Индикаторные графики откачки из напорного пласта.

Понижения в пласте: S — в основном; S' — во взаимодействующем

Теперь, полагая пьезопроводности пластов близкими, из формулы (4.54в) найдем $K_0\left(\dfrac{r}{B_1}\right) = 0{,}42$ (по значению $S' \approx 4$ м при $t = 10$ сут), т. е. параметр перетекания $B_1 = 275$ м. По разности понижений ($\Delta S = 2{,}0$ м) на конечном этапе откачки определим проводимость (T) основного пласта. Согласно формуле (4.51), после замены B на B_1 и S на ΔS получим $T \approx 14$ м²/сут, т. е. $T' \approx 11$ м²/сут. Наконец, по выражению $B_1^2 = \dfrac{TT'm_p}{K_p(T+T')}$ находим, что средний коэффициент фильтрации пород разделяющего слоя составляет около $5\cdot10^{-4}$ м/сут.

Пример 3 [22]. Откачка с расходом 2720 м³/сут проводилась в течение 45 дней из напорного пласта гравелистых и крупнозернистых песков, подстилаемого на глубине около 25 м слоем глины мощностью порядка 4—5 м. Параллельно проведены компрессионно-фильтрационные испытания семи образцов глин.

Индикаторный график для наблюдательной скважины в песках ($r = 3{,}05$ м) приведен на рис. 35. Обработка прямолинейного участка по формуле Тейса дает значение T около 2200 м²/сут, что почти в два раза превышает значение, установленное площадным прослеживанием ($T_{пл} \approx 1200$ м²/сут). Кроме того, при проводимости $T = 2200$ м²/сут расчетный коэффициент пьезопроводности измеряется совершенно нереальными цифрами — порядка 10^{13}—10^{14} м²/сут. Все это заставляет предположить, что проводимость, полученная по индикаторному графику, завышена, а уклон графика, соответственно, занижен из-за дополнительного питания пласта. Источником такого питания, вероятнее всего, могут служить упругие запасы подстилающего глинистого слоя. Это предположение подтверждается и результатами лабораторных компрессионных испытаний; коэффициент сжимаемости глин оказался равным около $2{,}0\cdot10^{-3}$ м²/сут, что на один-два порядка превышает возможный коэффициент сжимаемости водоносных песков.

По результатам компрессионных испытаний получен средний коэффициент консолидации глин (коэффициент пьезопроводности) $a_p = 0{,}3$ м²/сут, причем величина a_p по результатам 14 испытаний была весьма устойчивой. Согласно критерию (4.62), можно в первом приближении предположить, что в течение времени $t \approx 0{,}3\cdot(4)^2/0{,}3 \approx 16$ сут влияние

нижней границы глинистого слоя не сказывалось на результатах откачки. Этот вывод подтверждается и характером индикаторного графика в интервале до $t = 10^6$ с. Поскольку при 10^4 с $< t < 10^6$ с график оказывается прямолинейным, попытаемся воспользоваться логарифмической аппроксимацией (4.58а), справедливой для достаточно больших значений времени; тогда угловой коэффициент индикаторного графика выражается значением $2{,}3Q/8\pi T$, откуда

$$T = T_{вр} = \frac{2{,}3 \cdot 2720}{8\pi\,(3{,}1 - 2.65)} \lg \frac{10^6}{10^4} \approx 1100 \text{ м}^2/\text{сут};$$

это вполне увязывается с приведенным ранее значением $T_{пл}$.

Далее по выделенному участку графика, который подчиняется формуле (4.58а), можно найти $\ln(0{,}044/\gamma^2 u) = 8\pi TS/Q$ и оценить параметр $k_p/\sqrt{a_p} = \frac{8T}{r^2}\sqrt{\gamma^2 ut}$, который оказывается равным примерно 10^{-5} сут$^{-1/2}$. Если принять по данным лабораторных испытаний $a_p = 0{,}3$ м^2/сут, то коэффициент фильтрации глинистых пород $k_p \approx 5 \cdot 10^{-6}$ м/сут.

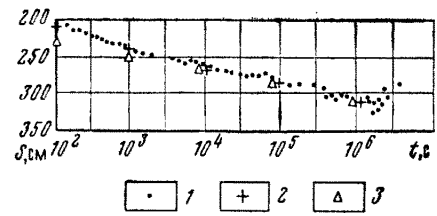


Рис. 35. График понижения напоров в основном пласте:

1 — опытные точки; *2* — расчетные значения; *3* — то же при $a \to \infty$

Наконец, определение коэффициента пьезопроводности пласта a по выделенному участку индикаторного графика вообще не представляется возможным, так как этот участок нечувствителен к величине a (параметр $\gamma^2 u$ не содержит a). Поэтому остается лишь попытаться определить a по начальному участку индикаторного графика, пренебрегая подтоком воды из глинистого слоя. Так, для $t = 10^3$ с получаем по формуле Тейса $a \approx 8 \cdot 10^7$ м^2/сут.

Поскольку величина $p = \frac{k_p^2}{a_p} \cdot \frac{a^2}{T^2} \approx 0.5$ сут$^{-1}$, то при $t = 10^3$ с получаем $\sqrt{pt} \approx$ $\approx 0{,}07 < 0{,}1$, т. е. влиянием подтока из глинистого слоя для выбранного момента времени, действительно, можно было пренебречь (см. 4.59); вместе с тем, при $t = 10^6$с, $\sqrt{pt} \approx 2{,}5$, т. е. к этому времени основная доля расхода воды приходилась на упругие запасы глинистого слоя.

По полученной величине a можно оценить допустимость принятого ранее асимптотического представления (4.58а) для функции $H(u, \gamma)$ на участке графика, отвечающем $t \geqslant$ $\geqslant t_0 = 10^4$ с. Для этого найдем отношение $u(t_0)/\gamma$. Оно имеет порядок $10^2 \gg 10^{-4}$ (см. 4.58а), т. е. упомянутая предпосылка не выполняется и необходимо провести уточняющие расчеты. Для этого воспользуемся приближенным решением (2.50)—(4.60), причем с учетом некоторого занижения полученной ранее величины $T_{вр}$ примем далее $T = T_{пл} = 1200$ м^2/сут. Исходя из формулы (2.50), по значениям понижений на моменты $t_1 = 10^3$ с и $t_2 = 10^6$ с найдем $R(t_1) = 5{,}4 \cdot 10^3$ м и $R(t_2) = 4 \cdot 10^4$ м. Затем, используя формулу (4.60), по отношению $R(t_2)/R(t_1)$ находим подбором параметр $p = 90$ сут$^{-1}$, что более чем на два порядка превышает ранее найденную величину p. Соответственно, параметр $\sqrt{pt}$ становится равным 5 при $t \approx 0{,}3$ сут $\approx 2 \cdot 10^4$ с, т. е., согласно уточненной оценке, принятая в первом расчете логарифмическая аппроксимация функции $H(u, \gamma)$ вполне допустима (см. также формулу 4.60а). Наоборот, при $t = 10^3$ с $\sqrt{pt} \approx 1 > 0{,}2$, так что ранее найденное значение a должно быть занижено ввиду заметного влияния подтока из глинистого слоя (см. 4.59). Найдем уточненное значение a по формуле (4.60). Для этого следует, однако, использовать не слишком большие значения времени, так как при $\sqrt{pt} > (2 \div 3)$ эта формула мало чувствительна к изменениям a. При $t = 10^3$ с получаем $a \approx 5{,}4 \cdot 10^8$ м^2/сут, что несколько превышает найденное ранее значение. Наконец, по асимптотической формуле (4.58а), справедливой при $t > 2 \cdot 10^4$ с, определяем $k_p/\sqrt{a_p} = 2 \cdot 10^{-5}$ сут$^{-1/2}$, что при $a_p = 0{,}3$ м^2/сут (см. ранее) примерно отвечает $k_p \approx 1{,}1 \cdot 10^{-5}$ м/сут.

На рис. 35 нанесен график $S(t)$, рассчитанный с помощью формул (4.60) и (2.50) по полученным параметрам. Совпадение с опытной кривой вполне удовлетворительное. Вместе с тем, из построенной рядом кривой для случая $a \to \infty$ видно, что при $t > 10^3$ с расчетный алгоритм мало чувствителен к большим погрешностям величины a.

До сих пор обработка опыта велась нами лишь по данным о напорах в песках. Однако описываемая здесь откачка выбрана для примера потому, что она была проведена при наличии трех малоинерционных пьезометров, установленных на том же расстоянии $r = 3{,}05$ м в глинистом пласте — на глубинах (z) от контакта с песками, равных 0,64; 1,09 и 2,29 м. Индикаторные графики по этим пьезометрам показаны на рис. 36*. Для обработки графиков воспользуемся формулой (4.66). Тогда для значения времени 10^6 с получаем по трем пьезометрам три значения a_p: 0,12 м²/сут, 0,29 м²/сут и 0,43 м²/сут, а для $t = 10^5$ с — соответственно 0,37 м²/сут, 0,77 м² сут и 1,48 м²/сут. Довольно большой диапазон изменения параметра a_p в зависимости от времени свидетельствует о профильной неоднородности разделяющего пласта и о целесообразности уточнения величины a_p по всей совокупности замеров по каждому пьезометру, для чего воспользуемся операционным методом (гл. 2, § 4).

В соответствии с критериями (2.40)—(2.41) выберем параметр преобразования $t_p = 10^5$ с и воспользуемся таблицей коэффициентов (см. табл. 3). Результаты расчетов для первого пьезометра отражены в табл. 8.

Таблица 8

k	t_k	A_k	$S_p(t_k)$	$A_k S_p$	$S(t_k)$	$A_k S$
1	$0{,}335 \cdot 10^5$	0,403	0,2	0,08	2,75	1,11
2	$1{,}122 \cdot 10^5$	0,332	0,75	0,25	2,87	0,95
3	$2{,}396 \cdot 10^5$	0,138	0,9	0,124	2,9	0,39
4	$4{,}167 \cdot 10^5$	0,0316	1,1	0,035	2,95	0,09
5	$6{,}487 \cdot 10^5$	0,004	1,3	0,005	3,0	0,01
			$\tilde{S}_p = 0{,}494$;		$\tilde{S} = 2{,}55$.	

По формуле (4.69а) при $z = 0{,}64$ получаем, что $a_p = 0{,}13$ м²/сут. Аналогично по второму пьезометру $a_p = 0{,}27$ м²/сут, а по третьему $a_p = 0{,}25$ м²/сут. Последнее значение, с которым хорошо увязываются и лабораторные определения, может приниматься в качестве расчетного. Проверка по нему основного критерия (4.62), при котором применимы все упоминавшиеся здесь формулы, показывает, что этот критерий при $t \leqslant 10^6$ с удовлетворяется с запасом; сказанное подтверждается и видом индикаторных графиков. Уточненное значение $k_p = 2 \cdot 10^{-5} \cdot \sqrt{0{,}25} = 10^{-5}$ м/сут.

Из приведенного примера следует, что в условиях рассматриваемой подсхемы диагностика откачки только по характеру индикаторных графиков может оказаться совершенно неудовлетворительной: мы сумели выявить существенную роль упругих запасов глинистых пластов, лишь используя элементы количественного анализа, а также данные лабораторных опытов; окончательная же диагностика оказалась возможной лишь по данным пьезометров, пройденных на разделяющий слой. Кроме того, из примера ясно, что понижения в основном пласте уже через 1—2 ч после начала откачки могут оказаться практически непригодными для оценки его расчетного коэффициента пьезопроводности ввиду малой чувствительности расчетных зависимостей к этому параметру.

Наконец, описанная откачка еще раз подтверждает важность лабораторных компрессионно-фильтрационных испытаний для интерпретации откачки. При этом с наибольшим доверием следует, очевидно, относиться к определениям коэффициента консолидации глинистых пород, эквивалентного коэффициенту пьезопроводности разделяющего слоя: этот параметр наименее подвержен различным погрешностям лабораторных определений (по крайней мере для приповерхностных глинистых слоев).

* Аномальные изменения (повышения) напоров на первых этапах откачки прокомментированы нами ранее (п. 2.3).

Пример 4 [23]. Откачка с расходом $Q = 14{,}4$ л/мин велась из маломощного ($m = 4$ м) напорного пласта песков (с существенной примесью глинистого материала), перекрытого мощной толщей глинистых пород. На расстоянии 3 м от центральной скважины, в глинистой толще было заложено три малоинерционных пьезометра, на удалениях 0,5 м, 1,46 м и 2,56 м от контакта с песками. Графики понижений в основном пласте и в упомянутых пьезометрах приведены на рис. 37.

Попытки интерпретации откачки [23], исходя из схемы однородного глинистого пласта, не привели к приемлемым результатам. Поэтому откачка была обработана путем подбора на ЭВМ коэффициентов пьезопроводности отдельных прослоев глинистой толщи, — в предположении вертикального движения в пределах каждого слоя (подсхема II-1б); в интервале от $z = 0$ до $z = 2{,}6$ м получены величины a_p от 4 до 9 м²/сут, а для $z > 2{,}6$ м — $a_p = 0{,}04$ м²/сут.

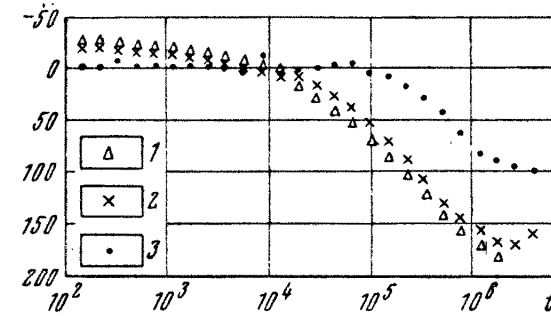


Рис. 36. Графики понижения напоров в слабопроницаемом слое:
1 — $z = 0{,}64$ м; *2* — $z = 1{,}09$; *3* — $z = 2{,}29$ м

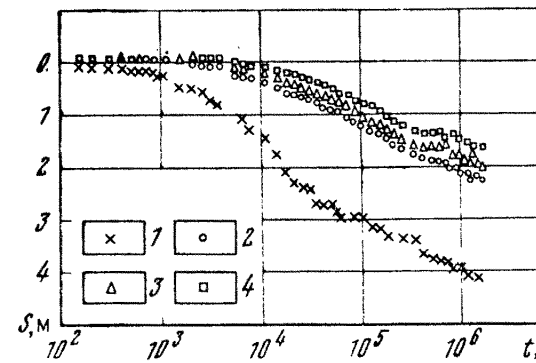


Рис. 37. Графики понижения напоров по пьезометрам основного пласта (*1*) и в толще слабопроницаемых пород при $z = 0{,}5$ м (*2*), $z = 1{,}46$ м (*3*) и $z = 2{,}56$ м (*4*)

Приведенные результаты вызывают серьезные сомнения, ибо они плохо увязываются с характером индикаторных графиков. В самом деле, близость величин и синхронность понижений в пьезометрах глинистой толщи свидетельствуют о достаточно высокой пьезопроводности на участке между первым и третьим пьезометрами. В то же время большой разрыв напоров между первым пьезометром и основным пластом указывает на наличие в интервале от $z = 0$ до $z = 0{,}5$ м прослоя с проницаемостью, существенно более низкой, нежели вышележащая часть глинистой толщи. Поэтому расчетная схема, скорее, должна отвечать условиям подсхемы II-1а: имеет место перетекание через упомянутый слабопроницаемый прослой из вышележащих слоев в толще глин, которые могут, в первом приближении, рассматриваться как смежный с основным водоносный горизонт. Емкостные свойства взаимодействующих горизонтов различаются, очевидно, не очень сильно, свидетельством чему является быстрое достижение близости уклонов конечных участков графиков по всем пьезометрам. Приведем кратко соответствующие расчеты.

Проводимость T, определенная по начальному участку индикаторного графика *1*, составляет около 3 м²/сут. По конечному участку почти синхронного снижения напоров в пьезометрах основного пласта и смежных водоносных прослоев определяем суммарную проводимость ($T + T' \approx 4$ м²/сут; затем с помощью формулы (4.51) находим (при замене S на $\Delta S = 1{,}8$ м) параметр перетекания $\sqrt{\dfrac{TT'm_{p_1}}{(T+T')K_{p_1}}} = B_1 \approx 15$ м. При проводимости водоносных прослоев (T') порядка 1 м²/сут величина $\dfrac{m_{p_1}}{K_{p_1}}$ для упомянутого ранее слабопроницаемого прослоя составляет около 300 сут, что при ориентировочной его мощности $m_{p_1} \approx 0{,}5$ м даст $K_{p_1} \approx 1{,}5 \cdot 10^{-3}$ м/сут.

Коэффициент пьезопроводности водоносной системы, определенный по формуле (4.54в) для времени $t = 10^6$ с, оказывается равным около 10^3 м²/сут, т. е. упругая водоотдача

$\mu^* \approx 4 \cdot 10^{-3}$, причем эта величина отражает суммарную емкость основного пласта и прослоев разделяющего пласта; принимая, что параметры сжимаемости пород различаются не очень сильно, получаем коэффициент упругоемкости $\eta_p^* \approx 0{,}7 \cdot 10^{-3}$ 1/м. Заметим, что, если признать справедливость предложенного объяснения фильтрационной схемы, то результаты рассмотренного эксперимента должны быть очень мало чувствительными к коэффициентам пьезопроводности глинистых прослоев в интервале от $z = 0{,}5$ м до $z = 2{,}6$ м. Следовательно, эти результаты позволяют ориентировочно оценить лишь пьезопроводность слабопроницаемого прослоя в интервале от $z = 0$ до $z = 0{,}5$ м: $a_{p_1} \approx 2{,}0$ м^2/сут; для оценки же коэффициентов пьезопроводности вышележащих прослоев использованная в работе [23] расчетная схема вообще не пригодна (так как в этих прослоях вертикальные составляющие скорости не являются доминирующими).

Из приведенного примера видно, насколько серьезное влияние на результат оказывает профильная неоднородность разделяющих слоев. В частности, можно полагать, что интенсивность процессов перетекания определяется почти исключительно прослоями с минимальными параметрами проницаемости. При этом в остальных прослоях разделяющего слоя движение может носить, преимущественно, плановый характер, т. е. предпосылки перетекания для них не выполняются. Поэтому получаемые по результатам откачки параметры B и a_p должны рассматриваться обычно как некоторые приведенные (осредненные по величинам фильтрационных сопротивлений прослоев) показатели, дальнейшая расшифровка которых имеет смысл лишь для априорно однородных толщ или при наличии достаточно детальной информации о дифференциации напоров и компрессионно-фильтрационных свойств (по образцам) вдоль мощности разделяющего слоя.

Сопоставление двух последних примеров иллюстрирует также значение наличия пьезометров в пределах слабопроницаемого слоя. В самом деле, без информации по этим пьезометрам мы могли бы в первом примере не уловить влияния поступления воды из слабопроницаемого слоя, что привело бы к завышению вдвое расчетной проводимости основного пласта, определенной по конечному участку индикаторного графика. Наоборот, во втором примере конечный участок индикаторного графика мог быть принят за асимптотическое представление решения (4.57), что занизило бы расчетную проводимость основного пласта в два раза. Поэтому при отсутствии пьезометров на слабопроницаемые слои контроль правильности выделения представительного участка временно́го графика должен осуществляться сопоставлением расчетных величин проводимости по временно́му и площадному прослеживанию.

2.5. Основные требования к постановке и проведению откачек

Эти требования сводятся к следующему.

1. Опыты для оценки взаимодействия пласта с соседними водоносными комплексами могут ставиться, когда мощность разъединяющих слабопроницаемых пород не очень велика (приблизительно — менее 10—15 м), а ориентировочные коэффициенты фильтрации (например, согласно лабораторным данным) превышают $10^{-5} \div 10^{-4}$ м/сут; при использовании малоинерционных пьезометров на разделяющие слои откачки, направленные на оценку параметров перетекания, могут проводиться и при более высоких водоупорных свойствах этих слоев.

2. При прочих равных условиях более надежные оценки параметров перетекания получаются в том случае, если откачкой опробуется менее водообильный из двух взаимодействующих пластов.

3. Наряду с пьезометрами на основной пласт, располагаемыми аналогично схеме I (§ 1), откачки, направленные на оценку взаимодействия пластов, должны сопровождаться одним-двумя пьезометрами на смежный водоносный горизонт: эти пьезометры целесообразно располагать, в первую очередь, рядом с теми (ближайшими) наблюдательными скважинами на основной пласт, где замеряемые понижения напоров максимальны.

4. При относительно больших мощностях слабопроницаемых разделяющих слоев, когда ожидается заметное проявление в них упругого режима фильтрации, откачка должна сопровождаться замерами понижений напоров в этих слоях; для этого необходимо иметь хотя бы две-три замерных точки вдоль мощности слоя, привязанных в плане к первой наблюдательной скважине на основной пласт. Исходя из реальной продолжительности опыта, такого рода замеры

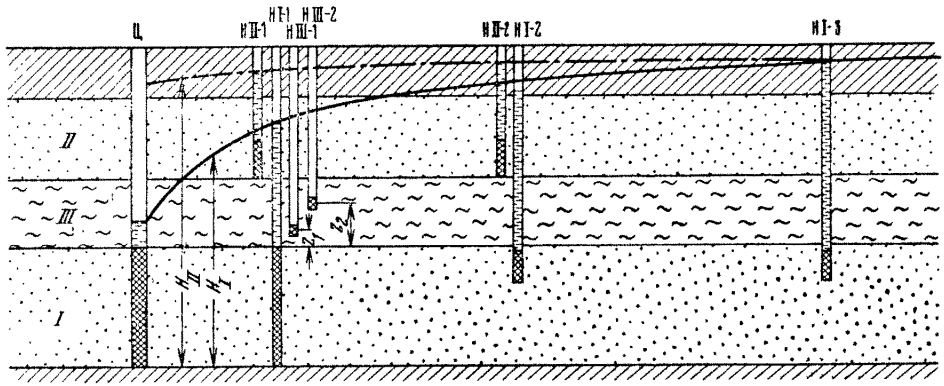


Рис. 38. Схема опытного куста при опробовании взаимодействующих пластов:
I — основной пласт; II — взаимодействующий пласт, III — разделяющий слой; Ц — центральная скважина, НI-1 — НI-3 — наблюдательные скважины на основной пласт; НII-1 и НII-2 — пьезометры на взаимодействующий пласт, НIII-1 и НIII-2 — пьезометры на разделяющий пласт

следует планировать, по крайней мере, в случаях слабопроницаемых глинистых пород с ориентировочными коэффициентами фильтрации (определенными по лабораторным испытаниям) порядка 10^{-4} м/сут и менее, при их мощности, превышающей 3—5 м.

5. Фильтры пьезометров на слабопроницаемый разделяющий слой располагаются, в первую очередь, в его части, прилежащей к основному пласту, но на расстоянии $z > l$. Они должны иметь длину, значительно меньшую, чем мощность слоя $m_р : l < (^1/_4 \div {}^1/_5)\, m_р$. Наиболее эффективно можно использовать для таких замеров «гирлянду» малоинерционных пьезометров (§ 3, гл. 3).

6. Целесообразная продолжительность откачки определяется необходимостью достижения одного из следующих предельных вариантов: а) стабилизация напоров в пьезометрах основного пласта при практическом отсутствии или стабилизации понижений в пьезометре на смежный водоносный горизонт; б) на временных индикаторных графиках спаренных пьезометров на взаимодействующие пласты хорошо выражены прямолинейные участки, асимптотически стремящиеся к параллельным; в) на временных индикаторных графиках ближних пьезометров основного пласта четко выражены параллельные прямолинейные участки; понижения в смежном водоносном горизонте отсутствуют, но в одной-двух замерных точках разделяющего слоя зафиксированы понижения, заметно (в 5—7 раз) превышающие возможную погрешность замера.

Ориентировочная схема опытного куста показана на рис. 38. При малой мощности разделяющего слоя в приведенной схеме могут быть опущены пьезометры на этот слой. Наоборот, при большой его мощности можно ограничиться одним (ближним) пьезометром на взаимодействующий пласт, но довести число точек наблюдений в разделяющем слое до трех-четырех (разрежая их по мере удаления от контакта с основным пластом).

§ 3. Гетерогенные пласты (схема II-2)

3.1. Слоистый пласт (подсхема II-2а)

В соответствии с рассматриваемой здесь схемой могут интерпретироваться откачки в слоистых водоносных пластах; по этой же схеме могут обрабатываться откачки в тех комплексах трещиноватых пород с однотипной трещиноватой емкостью, которые характеризуются резко выраженным преобладанием проницаемости по направлению системы крупных, преимущественно горизонтально ориентированных трещин. Поскольку правильная постановка откачки в подобных условиях должна чаще всего предусматривать одинаковую степень совершенства центральной и наблюдательных скважин, то предпосылка совершенства наблюдательных скважин по степени вскрытия заложена и в основе интерпретационной схемы. При этом предполагается, что исходная информация задана графиками понижений, как минимум, по двум наблюдательным скважинам.

Важно сразу пояснить, что *в рассматриваемых условиях совершенная наблюдательная скважина обычно служит проводником воды из одних водоносных слоев (трещин) в другие*, так как при откачке будет иметь место разность напоров по вертикали, особенно существенная при наличии слабопроницаемых прослоев между водоносными слоями с резко различной пьезопроводностью. Однако именно это обстоятельство и позволяет провести относительно надежную интерпретацию откачки по осредняющей схеме: благодаря возможности свободного перетока воды вдоль наблюдательных скважин в них (при определенных условиях) устанавливаются уровни, отвечающие средневзвешенным по проводимости слоев напорам; использование средневзвешенных напоров дает возможность при интерпретации откачки подойти к слоистому пласту как к однородному (§ 2, гл. 4).

При близких пьезопроводностях отдельных слоев приведение к однородному пласту практически допустимо на всех этапах откачки. В противном же случае, из-за разной скорости распространения возмущений по отдельным слоям, вскрытым опытной скважиной, *осредняющий подход к интерпретации фильтрационного процесса (без дифференциации по слоям) оказывается возможным лишь через некоторый интервал времени после начала откачки, причем лишь для наблюдательных скважин, попавших в зону квазистационарного режима по всем водоносным слоям* (§ 2, гл. 4). Критерием в этом плане может являться выход индикаторного графика $S = f(\lg t)$ — для совершенной наблюдательной скважины на прямолинейную асимптоту. Поскольку эти графики в условиях рассматриваемой схемы подвержены сильному влиянию разнообразных аномалий, более надежные суждения по данному вопросу можно вынести из параллельности временных графиков по совокупности наблюдательных скважин.

Откачка, удовлетворяющая упомянутым требованиям, может обрабатываться аналогично откачкам в изолированных напорных пластах (схема I)

В результате получаются значения суммарной проводимости пласта и осредненные значения коэффициента пьезопроводности. Последние отвечают осредненным условиям перетока между отдельными слоями водоносного пласта и определяются в первом приближении формулами (4.71а) и (4.71б).

Приведенная схема интерпретации предполагает, что осредненные (суммарные) параметры оказываются достаточными для прогнозных расчетов. Однако это не так, если в прогнозных условиях будет иметь место сработка гравитационных запасов пласта (переход на напорно-безнапорный режим), тогда необходима раздельная оценка фильтрационных свойств. Попытки такой послойной расшифровки фильтрационных параметров могут быть предприняты лишь при наличии сведений о параллельной расходометрии опытной скважины и данных раздельных замеров напоров по водоносным и относительно водоупорным слоям (в частности, при больших различиях в проницаемостях пород отдельных слоев могут использоваться расчетные схемы перетекания — § 2).

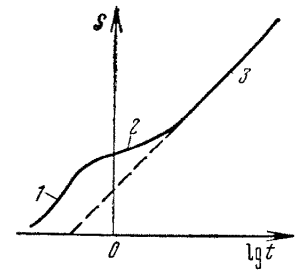


Рис. 39. Индикаторный график откачки из скважины, вскрывающей слоистый пласт (*1*, *2*, *3* — характерные участки графика)

Мы сознательно ничего не говорили об участках индикаторного графика, предшествующих асимптотическому. В данных условиях они отличаются большим разнообразием и являются малоприемлемыми для определения расчетных параметров. Так, самый начальный участок (рис. 39, участок *1*) характеризует преимущественно скорость распространения возмущений по слоям с относительно высокой пьезопроводностью при практическом отсутствии перетока между слоями. Уклон его можно было бы использовать для оценки суммарной проводимости только при неизменной во времени расчетной водоотдаче, что может иметь место лишь при одинаковой пьезопроводности слоев. При различающейся пьезопроводности переток по стволу наблюдательной скважины сделает этот участок практически неинтерпретируемым.

Последующее постепенное увеличение межслоевого перетока, замедляющего скорость понижения напоров в слоях с высокой пьезопроводностью (относительно скоростей, характерных для начального участка), будет отражаться в уменьшении уклона графика. Следовательно, расчетная проводимость для участка *2* графика определяется интенсивностью межслоевого перетока вдоль наблюдательных скважин, что делает рассматриваемый «переходный» участок также практически неинтерпретируемым.

При наличии непроницаемых прослоев участки *1* и *2* заменяются одним криволинейным участком, также неинтерпретируемым при существенно различной пьезопроводности отдельных слоев.

Перейдем к рассмотрению возможных отклонений в основной расчетной схеме, которые очень часто проявляются при суммарном опробовании слоистых систем.

1. Если откачка была сравнительно кратковременной или наблюдательные скважины удалены на слишком большие расстояния, то необходимое для основной интерпретационной схемы условие квазистационарного режима во всех водоносных слоях (4.72), вскрытых наблюдательными скважинами, не удовлетворяется. При этом понижения напоров в более проводящих прослоях (точнее — в прослоях с бо́льшими коэффициентами пьезопроводности) оказываются относительно завышенными, так же как и интенсивность перетоков

между слоями. Поэтому индикаторные графики $S = f(\lg t)$ будут иметь относительно меньший уклон, и определенные по графикам величины суммарной расчетной проводимости и пьезопроводности пласта окажутся завышенными (см. рис. 39, участок *2*). Значение и продолжительность действия этого фактора будут тем больше, чем сильнее различия в свойствах (в пьезопроводности) отдельных водоносных слоев и чем затруднительнее переток между ними.

Индикаторные графики для этого периода откачки обычно не имеют характерных перегибов и выходят на асимптоту Тейса плавно, постепенно, так что практически любой их ограниченный участок может быть ошибочно аппроксимирован прямой линией. Это обстоятельство делает особенно важным удовлетворение при откачке упомянутых ранее диагностических критериев. Кроме того, оно вынуждает относиться, в этом варианте, с бóльшим доверием к результатам не временнóго, а площадного прослеживания: при отсутствии резко выраженной плановой неоднородности обработку откачки лучше всего начинать с оценки проводимости $T_{пл}$ по двум совершенным наблюдательным скважинам, ближайшим к центральной, используя для этого данные заключительной стадии откачки. Совпадение с полученной величиной $T_{пл}$ результатов определения проводимости по временным графикам может оцениваться как показатель надежности последних.

Заметим еще, что самые начальные периоды откачки, когда все водоносные слои работают практически изолированно друг от друга, на индикаторном графике могут вообще не проявиться (отсутствует участок *1*). Маловыразительными для диагностики оказываются начальные участки индикаторных графиков и при наличии непроницаемых прослоев между слоями с различной пьезопроводностью.

2. Заметные отклонения от основной интерпретационной схемы возникают при существенно различных статических уровнях отдельных слоев [3]. Обработка результатов откачки в этих условиях требует дополнительных послойных замеров понижений. Однако на практике необходимость в этом возникает редко: наличие естественного разрыва напоров свидетельствует о большой мощности и слабой проницаемости разделяющих водоупорных прослоев *, так что водоносные слои обычно разумно опробовать раздельно.

3. Наиболее частой и серьезной причиной отклонений от основной интерпретационной схемы является различная степень совершенства центральной и наблюдательных скважин, точнее — их оборудование на несовпадающие группы слоев. Значение этого фактора сказывается также тем сильнее, чем больше разница в фильтрационных свойствах слоев и чем труднее осуществляется переток между ними. Однако в отличие от предыдущего рассмотрения аномалии, обусловленные несовершенством, могут заметно сказываться при любой продолжительности откачки и сделать, тем самым, результаты эксперимента практически неинтерпретируемыми. Этот вывод справедлив, по крайней мере при наличии между водоносными слоями слабопроницаемых прослоев или для трещиноватых пород с резко выраженной фильтрационной (профильной) анизотропией. В этих условиях вполне возможны, в частности, такие случаи, когда ближние скважины показывают понижения бóльшие, чем дальние. В целом, при использовании несовершенных наблюдательных скважин в слоистых пластах предпочтение должно отдаваться временнóму прослеживанию: площадное прослеживание может дать вообще нереальные результаты.

---

* За исключением некоторых частных вариантов откачек, проводимых вблизи контуров разгрузки водоносных пластов.

4. При одинаковой степени несовершенства центральной и наблюдательных скважин аномалии обусловлены в основном влиянием границ, которые проявляются и интерпретируются аналогично схеме I, а также подтоком жидкости из смежных частей пласта. Значение последнего фактора возрастает с течением времени: конечные участки временных и комбинированных графиков выполаживаются, давая завышенные значения расчетной проводимости. При хорошо выраженном начальном участке на временных графиках их можно использовать для интерпретации. Однако сложность состоит в том, что общая тенденция изменения временных графиков в рассматриваемых условиях совпадает с последствиями влияния дополнительного подтока и тем самым создает

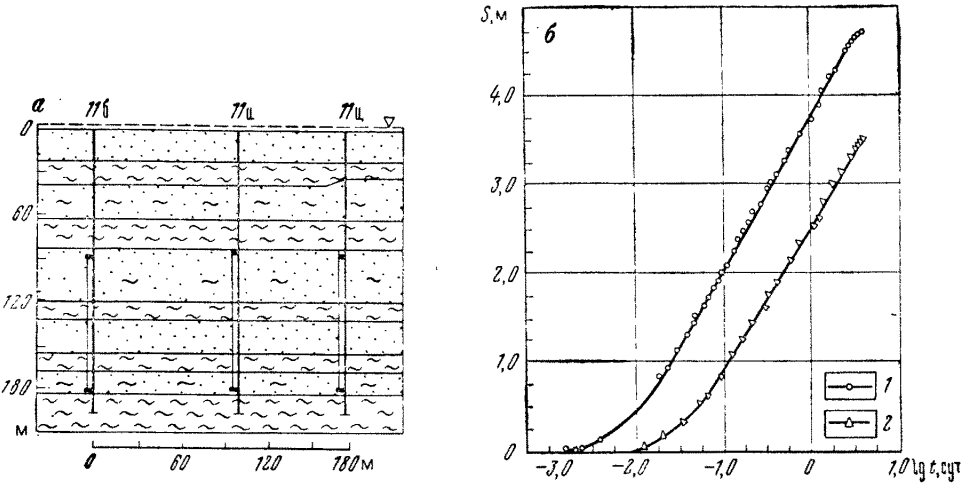


Рис. 40. Схема и индикаторные графики откачки из слоистого пласта (по В. В. Антонову): *а* — схема расположения скважин; *б* — индикаторные графики для наблюдательных скважин : (*1* — для 11а, *2* — для 11б)

серьезные трудности для выделения представительного участка графика. Заметим, что конечные участки временных графиков могут в подобных случаях использоваться для интерпретации аналогично системам с перетеканием (схема II-1).

Обусловленные дополнительным подтоком искажения проводимости, определенной площадным прослеживанием, будут тем меньше, чем ближе наблюдательные скважины к центральной: по близким скважинам могут получаться вполне надежные величины проводимости, хотя значения коэффициента пьезопроводности, определенные по величине понижения (если ее относить к вскрытой части пласта), со временем занижаются.

5. Особенно серьезным аномалиям в условиях рассматриваемой здесь типовой схемы обычно подвержены кривые восстановления напоров, так как начальные участки этих кривых не удовлетворяют основному интерпретационному критерию (5.14а). Это значительно сужает пределы применимости стандартной интерпретационной схемы для опытов с восстановлением напоров из-за влияния «истории» откачки (см. § 2).

Пример. На рис. 40 отражены результаты откачки из напорного пласта мощностью около 100 м, сложенного переслаиванием песчано-глинистых пород.

Расход откачки — 1230 м³/сут, продолжительность около 4 сут, центральная и две наблюдательные скважины (r_1 = 73 м, r_2 = 169 м) оборудованы фильтрами на основные

песчаные слои. Из индикаторных графиков видно, что они довольно быстро выходят на асимптотические прямолинейные участки. Параллельность прямых для разных наблюдательных скважин позволяет предположить, что их уклон отвечает объединенной проводимости пласта. Определение проводимости по уклону временно́го индикаторного графика и по формуле Дюпюи для последнего периода откачки дает сходные результаты ($T_{i\,р} \approx T_{пл} \approx$ ≈ 140 м²/сут), что подтверждает надежность полученных величин и правильность диагностики откачки. Осредненный коэффициент пьезопроводности, определенный по асимптотическим участкам временных графиков, оказывается равным $4 \cdot 10^5$ м²/сут.

Из приведенного примера видно, что даже существенно неоднородные в разрезе напорные пласты, опробуемые совершенными скважинами при совершенных же наблюдательных скважинах, уже через короткое время после начала откачки ведут себя подобно однородным пластам и допускают в связи с этим вполне надежную интерпретацию эксперимента.

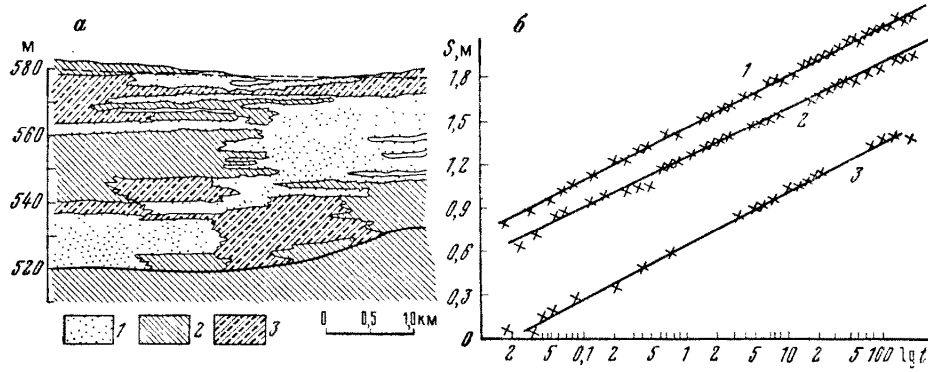


Рис. 41. Пример откачки из слоистого пласта (по В. А. Манукяну):
а — схематический геологический разрез (*1* — пески, *2* — глины, *3* — суглинки); *б* — индикаторные графики наблюдательных скважин: $r_1 = 1{,}6$ м (*1*), $r_2 = 10$ м (*2*) и $r_3 = 92$ м (*3*)

При достаточно большой продолжительности откачки плановая неоднородность, обусловленная *частыми* фациальными замещениями, проявляет себя в подобных переслаивающихся толщах как мелкомасштабная эффективная неоднородность и не приводит к заметным аномалиям индикаторных графиков, т. е. не осложняет диагностики эксперимента и не сказывается на точности расчетных параметров. Для подтверждения последнего вывода на рис. 41 приведены индикаторные графики трех наблюдательных скважин, по результатам откачки которых из неравномернослоистой песчано-глинистой толщи [3] четко видна параллельность прямолинейных асимптот графиков.

3.2. Однородные пласты гетерогенных пород (подсхема II-2б)

По рассматриваемой здесь схеме могут интепретироваться откачки в трещиновато-пористых средах, а также в тех комплексах трещиноватых пород, которые характеризуются наличием четко выраженных подсистем трещин с существенно различными раскрытием и густотой (трещиновато-трещинные среды). В последнем случае, однако, в отличие от типичных сред с двойной емкостью проницаемости по отдельным подсистемам трещин могут быть соизмеримыми.

Поскольку обычно пласты трещиновато-пористых и трещиновато-трещинных пород существенно анизотропны и неоднородны по разрезу в фильтрацион-

ном отношении, основная интерпретационная схема предполагает одинаковую степень совершенства центральной и ближних к ней наблюдательных скважин.

Подчеркнем, что в рассматриваемых условиях наблюдательные скважины показывают осредненный напор по тем вскрытым скважиной трещинам, которые обеспечивают в основном отток воды из скважины и снижение уровней в ее стволе, примерно синхронное с понижением напора в трещинах. Поэтому по наблюдательным скважинам может обеспечиваться переток воды из трещин с большими напорами в трещины с меньшими напорами — аналогично слоистым системам.

В § 2 гл. 4 показано, что вследствие неодновременности снижения напоров в трещинах и пористых блоках первые этапы откачки сопровождаются теми же

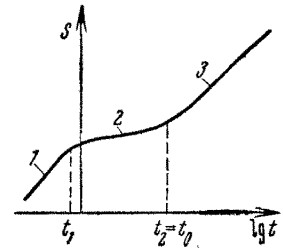


Рис. 42. Типовой индикаторный график откачки из пласта пород с двойной емкостью (*1*, *2*, *3* — характерные участки графика)

качественными эффектами, что и при подпитывании напорных пластов из смежных разделяющих слоев (подсхема II-1б). В дальнейшем пласт начинает работать как единый водоносный комплекс с проводимостью, определяемой суммарной проводимостью трещин, и с водоотдачей, отвечающей суммарной упругой водоотдаче блоков и трещин.

Характерный индикаторный график $S = f(\lg t)$, согласно теоретической схеме равномернослоистого (трещиновато-пористого) пласта (гл. 4, § 2), приведен на рис. 42. Участок *1* отвечает упругой водоотдаче трещин и вследствие малой продолжительности (t_1 измеряется десятками секунд — минутами в типичных трещиновато-пористых породах) может нередко оказаться не отраженным в результатах откачки — особенно для дальних наблюдательных скважин. Если же он является достаточно представительным, то его можно использовать для оценки упругой водоотдачи трещин согласно стандартной схеме интерпретации для изолированного напорного пласта. Кстати, при весьма малой проницаемости пористых блоков влияние упругой водоотдачи трещин может оказаться на первых этапах откачки довольно ощутимым, как видно из графика на рис. 24 (гл. 4, § 2).

Участок *2* отражает постепенное возрастание роли упругой водоотдачи пористых блоков в общем балансе воды, откачиваемой скважиной. Он качественно идентичен участку *2* на индикаторных графиках для гетерогенных систем с подтоком из разделяющих слоев (см. рис. 31) и может быть использован для расчетов параметра $k_p\eta_p^*$ пористых блоков. Для этого рекомендуется применять приближенное решение (2.50)—(4.60) (при замене в этом решении величины p на $4p$), так как формулы, базирующиеся на предпосылке сосредоточенной емкости, а также соответствующие им типовые кривые могут давать качественно неверные результаты (§ 2, гл. 4). В дальнейшем, после нахождения расчетного параметра β_τ, следует убедиться в выполнении условия $\beta_\tau t < 0{,}45 \div 0{,}5$, при котором упомянутое решение допустимо применять для сред с двойной пористостью. В целях оценки надежности расчетных значений параметра

$k_p\eta_p^*$ рекомендуется пользоваться контрольным соотношением: $\beta_т\mu_p^2 = 4k_p\eta_p^*$. Практика показывает, однако, что во всех вариантах точность оценок результирующего параметра $k_p\eta_p^*$ бывает невысокой. При попытках определения проводимости по рассматриваемым здесь участкам временных графиков результаты могут оказаться вообще нереальными.

Как правило, надежные оценки основных параметров (проводимости и пьезопроводности) трещиновато-пористых пластов могут быть получены лишь при достижении на индикаторном графике четко выраженного третьего участка, имеющего прямолинейную асимптоту (см. рис. 42). Последняя, согласно (4.77), отвечает суммарной проводимости трещин и объединенной водоотдаче блоков и трещин, так что по разнице наклонов первого и третьего участков можно оценить относительное значение проницаемости блоков в общей величине проводимости пласта. При наличии подобной асимптоты параметры пласта могут быть определены стандартным графо-аналитическим методом для напорного изолированного комплекса. Контроль выхода графика на асимптоту осуществляется по степени соответствия его уклона величине проводимости, определенной для конечного этапа откачки по формуле Дюпюи для двух ближних наблюдательных скважин. Часто приближение к асимптоте идет не очень быстро, так что значения проводимости и пьезопроводности при относительно кратковременных откачках оказываются завышенными. С этих позиций Б. В. Боревский [3, 4] предлагает использовать для контроля комбинированные графики $S = f(\lg t/r^2)$, которые должны выходить на одну общую расчетную асимптоту.

По индикаторному графику примерно оценивается характерное время запаздывания $t_0 \approx 1/\beta_T$, которое для большинства пластов вполне может перекрываться реальной продолжительностью откачек [4, 11]. Однако для крупноблочных трещиноватых пород, в которых проводимость определяется трещинами, отстоящими друг от друга на многие метры, откачка часто завершается до выхода индикаторного графика на последний участок. В таком варианте проводимость пласта может весьма ориентировочно оцениваться по формуле Дюпюи, после чего определяются параметры блоков $k_p\eta_p^*$. Для этого, как и в предыдущем случае, приходится использовать оценки по формулам, построенным для идеализированной схемы равномерно-слоистого пласта, п. 2, § 2, гл. 5 *, сколь бы мало убедительными они не представлялись. Для дальнейшей расшифровки параметра $k_p\eta_p^*$ можно использовать данные лабораторных компрессионных и фильтрационных испытаний.

В целом, рассмотренный выше характер индикаторных графиков в трещиновато-пористых породах на практике часто проявляется весьма нечетко вследствие влияния различных осложняющих факторов. Перейдем поэтому к рассмотрению наиболее характерных аномалий в основной расчетной схеме.

1. В связи с возможностью перетока воды между отдельными водопроводящими трещинами вдоль ствола наблюдательной скважины, в неравномерно (по вертикали) трещиноватых породах расчетные понижения будут распределяться иначе, чем это диктуется основополагающей предпосылкой о плановости фильтрации. Поэтому в комплексах таких пород, аналогично неравномернослоистым пластам, наблюдательные скважины будут давать приемлемые для интерпретации результаты лишь в условиях квазистационарного режима.

---

* Наиболее просто обработка проводится по асимптотике (4.58а), которая в данном случае должна быть выражена достаточно четко.

2. В типичных трещиновато-пористых пластах начальный участок *1* индикаторного графика, как уже отмечено, может вообще не прослеживаться: ввиду малой упругой водоотдачи крупных трещин возмущение от центральной скважины передается по ним с очень высокой скоростью, так что уровень в наблюдательных скважинах меняется скачкообразно [3, 7]; после этого в процесс сразу «включается» упругая водоотдача пористых блоков и на индикаторном графике фиксируется слабо наклонный участок, отвечающий ложностационарному режиму (тем более наклонный, чем выше проницаемость блоков). Например, движение жидкости в пласте на первых этапах обеспечивается лишь горизонтальными трещинами, отстоящими друг от друга на десятки сантиметров, при среднем раскрытии их около 0,001 (1 мм на метр). Ввиду очень малой сжимаемости по трещинам при незначительных дополнительных нагрузках (малых понижениях), а также вследствие эффекта «зависания» (§ 1, гл. 4) можно предположить, что первоначальное поступление воды в скважину обусловлено лишь упругим расширением самой воды в трещинах. Тогда начальный расчетный коэффициент пьезопроводности отвечает формуле (4.42), т. е. имеет порядок 10^9—10^{10} м^2/сут — на 3—4 порядка выше средне-нормального коэффициента пьезопроводности для подобных пород. Для дальних наблюдательных скважин влияние рассмотренного фактора в связи с относительно малыми величинами общих понижений может сказываться в течение всего периода откачки, что приведет к завышению расчетных коэффициентов пьезопроводности, определяемых по этим скважинам.

3. Чем меньше разница в емкостных свойствах трещин и блоков (или разных подсистем трещин), тем слабее выражен второй участок индикаторного графика, так как его наклон все меньше отличается от соседних участков. В этих условиях участок *2* может быть ошибочно принят за участок квазистационарного режима, что приводит к завышению расчетных значений проводимости и пьезопроводности пласта при интерпретации относительно кратковременных откачек или при использовании замеров по дальним наблюдательным скважинам. Завышенными окажутся и значения водопроницаемости, определенные по площадному прослеживанию, если использовать данные наблюдательных скважин, не охваченных зоной квазистационарного режима.

4. При больших размерах пористых блоков, редкой и неравномерно распределенной по площади горизонтальной трещиноватости, последняя может оказаться не вскрытой отдельными наблюдательными скважинами, которые будут, таким образом, фиксировать уменьшенные понижения, отвечающие напорам в пористых блоках. Использование данных по этим скважинам в приведенной интерпретационной схеме, естественно, приведет к ошибочным, в том числе и нереальным результатам. Погрешности будут сглаживаться лишь с течением времени, по мере того, как скорости понижения напоров в блоках и трещинах станут выравниваться (выход индикаторного графика на участок *3*).

5. С другой стороны, при длительных откачках в пластах с большим временем запаздывания (t_0) участок *3* часто может быть «испорчен» влиянием границ пласта. Так, например, непроницаемые или слабопроницаемые границы проявляются на индикаторных графиках качественно, подобно эффекту двойной пористости, и могут затруднить как диагностику откачки, так и выделение представительного третьего участка графика. Если влияние границы проявляется раньше выхода опытного графика на представительную асимптоту, то оценка параметров емкости пласта может оказаться невозможной.

6. Интерпретация кривых восстановления осложняется теми же факторами, что и в условиях слоистых систем; это делает параметры, определенные по кри-

вым восстановления, относительно мало надежными. В частности, рассматриваемые породы часто характеризуются сильным компрессионным гистерезисом (§ 2, гл. 1), в результате чего скорости восстановления уровней обычно намного превосходят скорости понижений при откачке; соответственно, существенно различными могут оказаться даже формы индикаторных графиков [6, 7], а следовательно, и расчетные параметры. Заметим также для точности, что при больших понижениях откачка из трещиновато-пористых пород может приводить к снижению трещинной проницаемости вблизи скважины. Это отражается дополнительными аномалиями, подобными влиянию «скин-эффекта», на графиках последующего восстановления.

7. Специфическими являются условия и результаты откачек в «трещиновато-трещинных» пластах. Из-за отмеченной выше возможной соизмеримости проницаемостей по трещинам первого и второго порядков расчетная проводимость пласта может на первых этапах меняться по ходу откачки: в каждом данном сечении она будет увеличиваться по мере снижения отношения вертикального градиента фильтрации к горизонтальному. Соответственно будет уменьшаться относительная роль вертикального водообмена, и все большая часть расхода потока пойдет к скважине по трещинам второго порядка. Таким образом, расчетная проводимость пласта в каждый данный момент будет убывать по мере удаления от центральной скважины.

Поскольку расчетная проводимость между наблюдательной и центральной скважинами растет во времени постепенно, то на индикаторных временных графиках проводимость на фиксированный момент будет получаться меньше, чем величина, определенная площадным прослеживанием для того же момента. В этом же направлении действует увеличение проводимости при площадном прослеживании, обусловленное отмеченным пространственным изменением расчетной проводимости. Опыт показывает, что в интенсивно и неравномерно трещиноватых породах величины проводимости, определенные временным прослеживанием, могут быть в несколько раз меньше, чем определенные по площадному [4], к которому следует здесь обычно относиться с меньшим доверием. По уже отмеченным причинам разница эта оказывается минимальной в пределах зоны квазистационарного режима.

Тенденции к искажению расчетных коэффициентов пьезопроводности могут изменяться в пространстве и во времени, поэтому они оказываются еще более сложными и трудно прогнозируемыми. Очевидно, наиболее частым вариантом является завышение этих коэффициентов по дальним наблюдательным скважинам, обусловленное большей скоростью передачи возмущений по наиболее фильтрующим трещинам, а также относительно более высокой значимостью первого «скачка» уровней (п. I). Однако имеются данные о занижении коэффициентов пьезопроводности по ближним наблюдательным скважинам [3]. Однако объяснение этого эффекта для изложенных в литературе примеров следует, по-видимому, искать в несовершенстве центральных скважин.

8. В условиях, когда неравномерность трещиноватости столь высока, что фильтрация к скважине определяется, преимущественно, конфигурацией и расположением наиболее крупных трещин, водоносный комплекс подчас не отвечает предпосылке о сплошности среды (гл. 2, § 1). Интерпретация откачек в такого рода условиях, которые могут рассматриваться как предельное проявление сред с разнородной проницаемостью и емкостью, отражена в § 4 гл. 5.

В целом, относительно надежная интерпретация откачек в породах с двойной емкостью может быть получена лишь по результатам достаточно длительных

опытов, перекрывающих в несколько раз «характерное время запаздывания» t_0 * и обеспечивающих достижение квазистационарного режима, как минимум, в пределах расположения двух-трех ближних наблюдательных скважин. При относительно равномерной трещиноватости показателем достижения такого режима может служить близость значений проводимости, определенных по этим скважинам методами временно́го и площадного прослеживания, а также выход комбинированных графиков на общую асимптоту. В подобных условиях результирующие параметры отражают суммарную проводимость и емкость трещиновато-пористого пласта.

Пример. На рис. 43 даются индикаторные графики откачки, проведенной из пласта закарстованных известняков в долине Оки [3]. Расход откачки составляет 20 400 м³/сут, расстояния до наблюдательных скважин — 200 м и 725 м. Индикаторные графики позволяют охарактеризовать опробуемый пласт как систему пород с двойной емкостью. На графиках достаточно четко выделяются все три характерных этапа фильтрационного процесса (нумерация участков графика такая же, как на рис. 39).

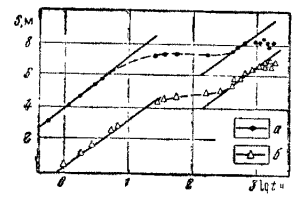


Рис. 43. Индикаторные графики откачки из пласта закарстованных известняков (по А. Ф. Потемкиной):
а — r = 200 м; *б* — r = 725 м

Параллельность графиков обеих наблюдательных скважин на прямолинейных асимптотических участках *1* свидетельствует о том, что уклон этих прямых достаточно надежно отражает суммарную расчетную проводимость пласта ($T^{I}_{в} \approx 2300$ м²/сут), которая для соответствующих моментов времени близка к расчетной проводимости, определенной площадным прослеживанием ($T^{I}_{пл} \approx 2200$ м²/сут). Вместе с тем, что касается участков *3*, то точность графических построений ** здесь довольно низкая из-за постепенного перехода этих участков к участкам *4*, обусловленным влиянием границы питания (реки).

Обращает на себя внимание различие (почти в 2 раза) в вертикальных смещениях графиков на участках *1* и *3*. Соответственно расчетная проводимость, определенная по формуле Дюпюи для двух наблюдательных скважин, оказывается для первого периода откачки в 2 раза меньше, чем для третьего ($T^{3}_{пл} \approx 4300$ м²/сут). Возрастание расчетной проводимости обусловлено, очевидно, отмеченным выше эффектом постепенного увеличения роли мелких трещин в горизонтальной проницаемости пласта. Характерное время запаздывания $t_0 \approx \approx 5$ сут оказывается в этом примере соизмеримым с нормальной продолжительностью откачки. Это свидетельствует о слабой проницаемости и больших размерах пористых блоков, т. е. о весьма рельефном проявлении эффекта двойной емкости.

Расчетные коэффициенты пьезопроводности, определяемые по участкам *1*, составляют $3 \cdot 10^7$ м²/сут; порядок величин расчетного коэффициента водоотдачи ($\mu^* \approx 10^{-4}$) отвечает сжимаемости трещинного пространства. По участкам *3* определяются значения $a^* = 3 \cdot 10^6$ м²/сут и $\mu^* = 10^{-3}$. Полученная величина упругой водоотдачи уже включает в себя, очевидно, сжимаемость материала пористых блоков, которая оказывается доминирующей, причем не исключается, что эта сжимаемость проявилась не полностью ввиду раннего искажения участков *3* под влиянием реки. Таким образом, варианты сочетания большого времени запаздывания с плановой ограниченностью пласта являются особенно тяжелыми для правильной диагностики и интерпретации откачек.

Из примера хорошо видно также, насколько важна повышенная длительность откачек в условиях подобных напорных систем. Если бы откачка была прекращена через 4—5 сут, то участки *3* и *4* графиков не были бы вообще зафиксированы. В этой ситуации участки *2*

---

* Величина t_0 определяется по ходу эксперимента, ибо ее априорные оценки затруднительны.

** Прямые на участках *3* проведены в соответствии с работой [3] последние точки справа отвечают участку 4.

вполне могли быть восприняты как участки стационарного режима, обусловленного влиянием реки. Тогда оценка проводимости по стационарным формулам для откачки у реки привела бы к заметному завышению расчетной проводимости. Для дальней наблюдательной скважины (см. рис. 43) ошибка составила бы около 30 %, но для неблагоприятно расположенных скважин она вполне могла бы измеряться и бо́льшими величинами.

3.3. Требования к постановке и проведению откачек

Из изложенного материала вытекают следующие основные требования к постановке и проведению откачек в рассмотренных здесь условиях.

1. В подавляющем большинстве случаев должна использоваться схема суммарного опробования гетерогенного пласта, ограниченного комплексами относительно водоупорных пород, достаточно четко выделяемыми по общим геологическим предпосылкам. Раздельное опробование слоев или зон водоносного пласта (не изолированных друг от друга мощными и выдержанными водоупорами) может быть рекомендовано лишь в тех сравнительно редких случаях, когда одной из главных задач откачки является оценка проницаемости вкрест наслоения; однако надежное решение указанной задачи может быть получено только для достаточно мощных слоев при специальным образом поставленном эксперименте [17]. Иногда раздельное или позонное опробование рассматривается как вынужденный шаг, обусловленный большой мощностью (многие десятки метров) слоистого пласта или комплекса трещиноватых пород. В слоистых пластах такое опробование должно ориентироваться на слои или группы слоев, достаточно резко — хотя бы в несколько раз — отличающиеся от соседних по проницаемости, а в трещиноватых комплексах без фиксированного нижнего водоупора, мощность зоны опробования должна увязываться с возможным заглублением эксплуатационных скважин.

2. При суммарном опробовании гетерогенного пласта откачка должна проводиться, как минимум, при трех-четырех наблюдательных скважинах, учитывая возможную невыдержанность по мощности разделяющих прослоев или неравномерный характер трещиноватости. Расположение наблюдательных скважин аналогично схеме однородного напорного пласта (§ 1, гл. 5). Схема раздельного опробования требует заметного увеличения числа наблюдательных скважин за счет пьезометров на смежные слои или зоны, но не гарантирует надежной интерпретации результата.

3. При суммарном опробовании слоистой толщи, состоящей из чередующихся хорошо и слабопроницаемых слоев, фильтр центральной скважины должен быть оборудован, как минимум, на наиболее проницаемый слой, а гравийная засыпка — на всю опробуемую толщу.

4. Наблюдательные скважины должны оборудоваться на всю мощность пласта, на которую оборудована центральная скважина. Если это требование не удовлетворено по каким-либо соображениям технического характера, то желательно располагать фильтр пьезометра, исходя из его соответствия положению середины фильтра центральной скважины.

5. Оптимальная продолжительность откачки контролируется по временным или комбинированным индикаторным графикам — аналогично схеме однородного напорного пласта (§ 1, гл. 5, критерий 5.28). Наобходимо, однако, помнить, что график $S = f(\lg t)$ может иметь здесь ряд участков, аппроксимирующихся прямой линией, и поэтому важно убедиться в том, что полученные участки отвечают именно той фазе фильтрации, достижение которой является конечной (заранее намеченной) целью данной откачки. В частности, в критерии (5.28) должен фигурировать коэффициент пьезопроводности, определяемый

суммарной водоотдачей слоев (подсхема II-2а) или трещин и пористых блоков (подсхема II-2б). Исходя из характера проявления рассмотренных выше факторов, обусловливающих время выхода индикаторных графиков на прямолинейную асимптоту, ориентировочная среднеоптимальная продолжительность кустовой откачки в неограниченных гетерогенных пластах составляет около 12—15 сут. Это время может быть заметно сокращено лишь для тех откачек в планово-однородных пластах, которые имеют единственной целью определение проводимости. Бóльшую продолжительность (до 30—40 сут, а подчас и более) должны иметь откачки в массивах закарстованных пород.

§ 4. Особенности интерпретации откачек в планово-неоднородных пластах

Сложности интерпретации откачек в планово-неоднородных пластах определяются — при известных границах неоднородности — преимущественно двухмерным (плановым) характером фильтрации к опытной скважине. Начнем рассмотрение с закономерной неоднородности низшего порядка, которая влияет на результаты откачек лишь при их проведении вблизи границ элементов неоднородности (§ 3, гл. 1). Наибольшее значение имеет вариант — *откачка у прямолинейной границы двух зон с различными проводимостями.*

Для простейшего случая непроницаемой границы воспользуемся решением (4.29), которое по форме идентично уравнению (4.1). Однако безразмерная функция скважины зависит здесь от соотношения расстояний r и r' до центральной и зеркально отраженной скважины. Следовательно, в данном случае можно применить для обработки графика временного прослеживания способ эталонных кривых; предварительно необходимо построить эталонную кривую зависимости $\lg W''$ от $1/u$ для каждой наблюдательной скважины в отдельности (при конкретном значении r'/r), после чего обработка аналогична случаю неограниченного пласта.

При наступлении логарифмической зависимости (4.30) расчет ведется по способу прямой Джейкоба, причем для определения коэффициента пьезопроводности по формуле (5.4) величину r^2 следует заменять на величину rr', а проводимость пласта определяется по формуле (5.5) при удвоенном дебите скважины, т. е. в этом случае

$$T = 0{,}366\,\frac{Q}{S''-S'}\,\lg\frac{t_2}{t_1}. \qquad (5.35)$$

Естественно, что до начала переходного режима, которое оценивается величиной $t_п$, определяемой выражением (4.33), расчеты можно вести без учета влияния границы.

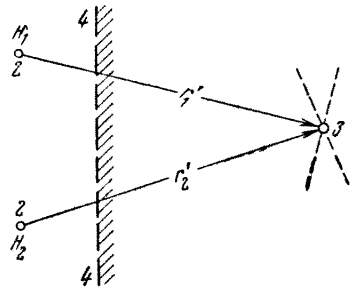
В случае, когда положение непроницаемой границы заранее неизвестно, его можно найти, опираясь на опытные данные временно́го прослеживания. Например, снимая с графика S, $\lg t$ точку $t = t_п$, характеризующую переходный режим и точку $t = t_0$ на оси $\lg t$ (см. рис. 27), можно получить расчетное расстояние до отраженной скважины

$$r' = r\sqrt{t_п/t_0}. \qquad (5.36)$$

Определив величину r' по двум наблюдательным скважинам, получим точку расположения отраженной скважины, после чего найдем положение непроницаемой границы (рис. 44). При более сложной системе непроницаемых границ используются также расчетные схемы полосового и клиновидного пластов [11].

Однако следует заметить, что правомерность такой операции требует внимательного обоснования, поскольку деформации графика прослеживания, формально свидетельствующие о наличии плановых границ, могут также объясняться влиянием различных форм гетерогенности пластов.

Обобщением рассмотренной схемы эксперимента служат *откачки вблизи прямолинейной границы раздела зон с различными параметрами* проводимости; типичные графики временно́го прослеживания для наблюдательных скважин, располагаемых в зоне I (см. рис. 18), представлены на рис. 45. На этом графике прежде всего выделяется начальный участок, на котором интерпретация данных может проводиться без учета влияния зоны II. Время, отвечающее конечной



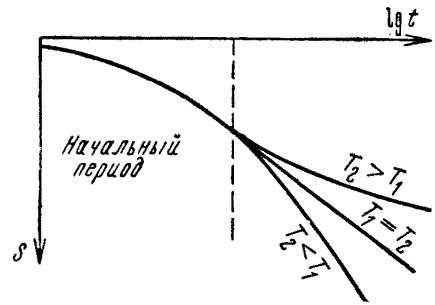


Рис. 44. Построение непроницаемой границы по данным временного прослеживания:

1 — центральная скважина; *2* — наблюдательные скважины; *3* — положение отраженной скважины; *4* — расчетное положение непроницаемой границы

Рис. 45. Типовые индикаторные графики откачки вблизи прямолинейной границы двух зон с различными проводимостями для наблюдательных скважин, расположенных в одной зоне с центральной (пунктир — время переходного режима $t = t_п$).

точке этого участка, оценивается по формуле (4.33). Затем отмечается переходный участок, когда начинает проявляться влияние зоны II и график изменяет свой уклон, который уменьшается при $T_2 > T_1$ и увеличивается при $T_2 < T_1$. На конечном участке, характеризующемся наступлением квазистационарного режима, график прослеживания выходит на прямолинейную асимптоту, описываемую уравнением

$$S_I = \frac{Q}{4\pi T_1}\left[\ln\frac{2.25a_1 t}{r^2} + \frac{\nu - 1}{\nu + 1}\ln\frac{2.25a_1 t}{(r')^2} + \Delta W'_\infty\right], \quad \nu = \frac{T_2}{T_1}, \qquad (5.37)$$

непосредственно следующим из уравнения (4.39).

Преобразуем уравнение (5.37) к виду

$$S_I = \frac{Q}{4\pi T_{ср}}\left[\ln\frac{2.25a_1 t}{rr'} + \nu\ln\frac{r'}{r} + (1+\nu)W'_\infty\right], \qquad (5.38)$$

где $T_{ср} = 0{,}5\,(T_1 + T_2)$. На конечном участке уклон графика прослеживания соответствует средней проводимости $T_{ср}$.

При наличии двух или нескольких наблюдательных скважин целесообразно строить график прослеживания в координатах S — $\lg t/(r')^2$, на котором данные для двух наблюдательных скважин будут различаться на постоянную величину

$$\Delta S_{1,2} = \frac{Q}{2\pi T_1}\ln\frac{r_2}{r_1}\cdot\frac{r_1'}{r_2'}, \qquad (5.39)$$

по которой находится значение T_1 из формулы

$$T_1 = 0{,}366\,\frac{Q}{\Delta S_{1,2}}\,\ln\frac{\bar{r}_2}{\bar{r}_1},\quad \bar{r} = \frac{r}{r'}. \tag{5.40}$$

Обобщение такого анализа для нескольких наблюдательных скважин производится путем построения графика $\Delta S \div \lg \bar{r}$, который должен иметь прямолинейный характер. Снимая с проведенной таким образом прямой любые две точки, произведем далее расчет по формуле (5.40).

Для оценки погрешностей определения проводимости по уравнению прослеживания (5.38) найдем производную $\partial \Delta W'/\partial \ln t$, характеризующую относительную погрешность ε_T расчета проводимости пласта за счет влияния изменчивости члена $\Delta W'$ во времени. Принимая для $\Delta W'$ приближенное выражение (4.40б), получим:

$$\varepsilon_T = \frac{\partial \Delta W'}{\partial \ln t} = \frac{\lambda'}{2\sqrt{\pi}}\operatorname{erfc}\lambda';\quad \lambda' = \frac{r'}{2\sqrt{a_1 t}}. \tag{5.41}$$

Приведем численные значения величины относительной ошибки ε_T при различных λ'

λ'	0,1	0,3	0,5	0,7	1	1,5	2
ε_T, %	2,5	5,7	6,8	6,3	4,4	1,5	0,3

Таким образом, максимальная погрешность в определении проводимости за счет изменчивости величины $\Delta W'$ составляет $\sim 7\%$, так что этим фактором при определении средней проводимости можно пренебрегать.

Вместе с тем, следует иметь в виду, что значимость погрешности резко возрастает при попытке дифференцированного определения проводимостей обеих зон T_1 и T_2, поскольку для этого требуется оперировать разницей уклонов графиков на начальном и конечном участках. Такие расчеты могут дать сколь-нибудь достоверные результаты только при различии проводимостей в несколько раз (не более и не менее), причем и в этом случае нужно быть уверенным в правильности диагностики процесса, поскольку на изломы графика прослеживания, свидетельствующие о влиянии зон с различными параметрами, могут накладываться и другие эффекты (влияние перетекания или внутренней гетерогенности пласта). Поэтому, как правило, оценка параметров в какой-либо зоне пласта должна производиться по данным опытной откачки, проведенной именно в этой зоне.

Перейдем теперь к анализу влияния эффективной неоднородности (§ 3, гл. 1).

Ранее было отмечено, что мелкомасштабная эффективная неоднородность меньше всего проявляет себя на конечных участках временных индикаторных графиков. Эти участки и следует, по возможности, использовать для расчета средних значений параметров (аналогично плановооднородному пласту) во всех тех случаях, когда предварительная диагностика (§ 2, гл. 3) заставляет предполагать наличие статистически распределенных элементов неоднородности достаточно малых размеров (§ 1, гл. 4). Результаты площадного прослеживания в этих условиях являются менее надежными и зависят от расстояний между наблюдательными скважинами $r_{1,2}$. Однако при значительных величинах $r_{1,2}$, когда в интервал между скважинами попадает большое число (5—10 и более) участков неоднородности, площадное прослеживание по скважинам зоны квазистационарного режима также дает устойчивые значения осредненной проводимости пласта.

Поэтому в условиях, когда графики площадного прослеживания характеризуются наличием резких изломов между отдельными *совершенными* наблюдательными скважинами, необходимо внимательно проанализировать допустимость предпосылки о плановой однородности пласта. Для этого наряду с анализом геолого-структурных данных (§ 2, гл. 3) используется сопоставление расчетных значений проводимостей по площадно́му и временно́му прослеживанию. Подобные сопоставления рекомендуется проводить, в частности, для неравномерно трещиноватых пород (см. § 3).

При откачках в пластах с крупномасштабной эффективной неоднородностью, размеры элементов которой достаточно велики (§ 1, гл. 4), неоднородность вызывает заметные отклонения в структуре потока от плоскорадиальной и практически всегда влияет на форму не только площадного, но и временного индикаторного графика — в виде тех или иных отклонений от прямолинейной зависимости. Наличие изменений в плановой структуре потока (некруговые очертания гидроизогипс), характер аномальных участков на графиках временного прослеживания, а также резкие изломы графиков площадного прослеживания позволяют диагностировать крупномасштабную эффективную неоднородность и учитывать ее влияние при оценке локальных гидрогеологических параметров. Однако на практике опытная информация обычно не дает оснований для подобного учета и правильного суждения о неоднородности, что заставляет предполагать пласт заведомо однородным. В этой связи, для условий крупномасштабной, эффективной неоднородности возникают два важных вопроса: 1) какова погрешность параметров, вычисляемых при априорной предпосылке об однородности водоносного горизонта; 2) можно ли судить о характере неоднородности в пределах области влияния откачки по вычисляемым таким образом параметрам.

Эти же вопросы возникают и при откачках из скважин, расположенных вблизи границ элементов неоднородности низшего порядка.

Рассмотрим поэтому более детально тенденции изменения гидрогеологических параметров планово-неоднородного пласта, *вычисленных при предположении о его однородности*. В ранее проведенных исследованиях (1;13) эти тенденции были изучены для элементов неоднородности с круговой и прямолинейной границами. Полученные результаты показывают, что, в рамках рассмотренных предельных задач, вычисленные таким образом параметры закономерно изменяются как во времени, так и в пространстве (по разным наблюдательным скважинам).

Неоднородность оказывает наибольшее влияние на вычисление коэффициентов пьезопроводности, которые уже при различии проводимостей в 4—5 раз могут принимать практически любые значения, в том числе большие или меньшие заданных крайних значений (рис. 46). Вычисляемые коэффициенты проводимости ведут себя более устойчиво, будучи ограниченными заданными крайними значениями. В то же время отчетливо проявляется различие в определении параметров способами площадного и временного прослеживания. При использовании способа временного прослеживания вычисляемые значения проводимости определяются преимущественно осредненными параметрами зоны квазистационарного движения: уклон индикаторного графика отвечает здесь расчетной проводимости, взвешенной по фильтрационным сопротивлениям отдельных участков неоднородности в пределах этой зоны. При площадном прослеживании вычисляемые значения проводимости характеризуют свойства пород, заключенных между наблюдательными скважинами, и зависят от расположения скважин по отношению друг к другу и к границам неоднородности. Разница в значениях вычисляемых параметров, определяемых различными способами, может служить указанием на наличие неоднородных участков в пределах опробованной зоны.

Дальнейшими исследованиями [1] было показано, что отмеченные принципиальные особенности поведения вычисляемых параметров

справедливы и для более сложных случаев фильтрационной неоднородности.

Необходимо, вместе с тем, подчеркнуть, что рассмотрение одних лишь индикаторных графиков или тенденций изменения вычисляемых параметров является необходимым, но далеко не достаточным признаком для диагностики и расшифровки фильтрационной неоднородности. В этом плане наибольшую информацию могут дать геологические признаки неоднородности (изменчивость по литологии, плотности, трещиноватости и пр.), получаемые как на основе бурения, так и путем геофизических исследований на участке работ. Без подобных геологических данных правильная интерпретация фильтрационной неоднородности невозможна.

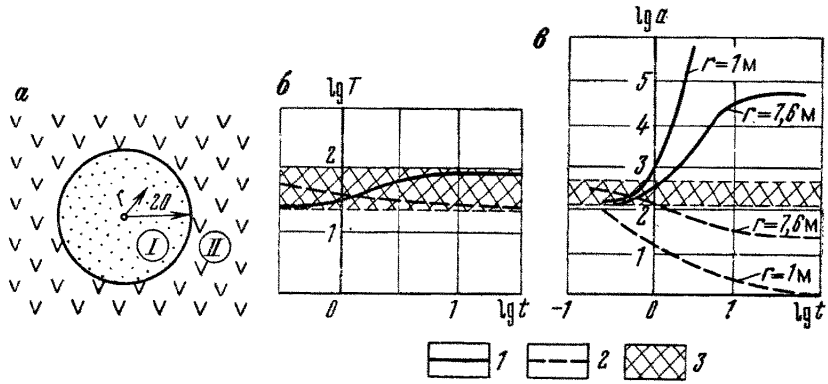


Рис. 46. График изменения расчетных параметров планово-неоднородного пласта, определенных временным прослеживанием:

а — расчетная схема пласта; *б* — графики изменения расчетной проводимости; *в* — графики изменения расчетных коэффициентов пьезопроводности (*1* — для значения $T^{I} = 25$ м²/сут, $T^{II} = 100$ м²/сут, $\mu = 0{,}2$; *2* — для значений $T^{I} = 100$ м²/сут, $T^{II} = 25$ м²/сут, $\mu = 0{,}2$; *3* — области изменения заданных значений параметров)

В целом же из приведенного материала следует, что интерпретация откачек, проводимых в условиях крупномасштабной эффективной неоднородности или вблизи границ элементов неоднородности низшего порядка, связана с существенными трудностями. Действительно, априорная предпосылка об однородности пласта приводит к нахождению некоторых расчетных («кажущихся») величин, соответствующих лишь конкретным условиям эксперимента. Перенося такие параметры на прогнозные задачи, мы совершаем вынужденные допущения, погрешность которых зависит от характера неоднородности, а также от соответствия возмущения при откачке и в условиях прогнозной задачи. В частности, погрешности сильно зависят от расположения возмущающих скважин, и при 3—5-тикратном различии проводимостей отдельных зон эти погрешности могут измеряться десятками процентов (§ 2, гл. 9). Обработка же откачки по расчетной модели неоднородного пласта требует ясного представления хотя бы о границах неоднородности, а также обширной информации о распределении напоров по площади. При выполнении этих условий интерпретация откачки может вестись с помощью АВМ или ЭВМ в соответствии с общими принципами решения обратных задач (гл. 10). Вместе с тем при постановке откачек следует, по возможности, стремиться к тому, чтобы зоной эксперимента охватывались лишь относительно однородные (в плане) участки опробуемого пласта.

Наиболее серьезные трудности, связанные с фильтрационной неоднородностью, возникают при интерпретации откачек в *комплексах неравномерно трещиноватых пород*, содержащих редкие тектонические трещины, открытые разломы, зоны дробления и т. п. (трещинно-жильные воды). Данные подобных откачек часто характеризуются заметными аномалиями [3, 4]: понижения в разноудаленных наблюдательных скважинах близки между собой, а иногда в дальней скважине оно больше, чем в ближней. Первое обстоятельство объясняется очень малыми фильтрационными сопротивлениями между скважинами, вскрывшими крупную трещину (горизонтальную и пологонаклонную), а второе — приуроченностью к крупной трещине одной лишь дальней скважины. Соответственно, в первом случае проводимость будет завышена, а во втором — значение ее окажется нереальным. Впрочем, и понятие расчетной проводимости становится в этих условиях часто, вообще, неопределенным, поскольку расход откачки характеризует проводящие свойства трещины, а не отдельной части водоносного комплекса, фиксированной по мощности. С другой стороны, круто падающие трещины при их размерах, соизмеримых с расстояниями между скважинами, вызывают резкие отклонения потока от плоскорадиального, что делает невозможным определение параметров потока площадным прослеживанием при малом числе наблюдательных скважин. Более надежные результаты дает определение проводимости по конечным участкам временных или комбинированных графиков для скважин зоны квазистационарного режима. Оценки пьезопроводности, как правило, характеризуются малой степенью надежности [3, 4].

В целом же стандартные откачки оказываются (применительно к подобным трещиноватым породам) экспериментом, не заслуживающим особого доверия ввиду того, что он не удовлетворяет требованию сплошности расчетной среды (§ 1, гл. 2). Выход из этого положения может заключаться лишь в увеличении масштабов (зоны влияния) эксперимента, т. е. в использовании длительного и достаточно мощного водопонижения на уровне опытно-эксплуатационного.

Из сказанного вытекают некоторые специфические требования к постановке и проведению откачек в планово-неоднородных пластах (естественно, в тех случаях, когда намечается заметное проявление влияния границ неоднородности по ходу эксперимента). При достаточно четко зафиксированной границе неоднородности большой протяженности (соизмеримой с масштабом зоны эффективного влияния или превышающей его) специфика эксперимента сводится к следующему.

1. При равноценности опробований по обе стороны от границы (с точки зрения проектирования последующего эксплуатационного объекта) центральную скважину желательно располагать в более проницаемой зоне.

2. Откачку следует проводить, как минимум, при шести-семи наблюдательных скважинах, расположенных по двум лучам — перпендикулярно и параллельно границе (рис. 47). Лишь в тех случаях, когда фильтрационные параметры обеих зон считаются известными и единственной целью откачки является оценка характера границы, можно ограничиться одним перпендикулярным лучом из трех-четырех скважин.

3. Удаление центральной и ближних к ней наблюдательных скважин (1—4) от границы должно обеспечивать возможность определения параметров первой зоны при отсутствии заметного влияния границы. Для этого расстояние L должно удовлетворять, согласно (4.33а), условию:

$$L > 3\sqrt{a_1 t_{\text{п}}}, \tag{5.42}$$

где $t_п$ — продолжительность первого этапа эксперимента (см. ниже); расстояния l_1 и l_2, согласно работе [3], рекомендуется принимать из условий:

$$l_1 < 0{,}8L; \quad l_2 < 0{,}5L. \tag{5.43}$$

Скважины 5 и 6 располагаются вблизи границы по разные стороны от нее. Расположение скв. 7, рекомендуемой для контрольной оценки параметров второй зоны, связано с выбранной общей продолжительностью откачки — аналогично критерию (5.28).

4. Величина $t_п$, с одной стороны, должна быть не менее 0,5—1 сут, а с другой — обеспечивать оценку параметров первой зоны по соответствующим интерпретационным схемам для планово-однородных пластов.

5. Общая продолжительность откачки оценивается ориентировочно по критерию вида (5.28) для скв. 6 или скв. 7, а затем уточняется по характеру временных индикаторных графиков в этих скважинах, на которых должны быть достигнуты либо прямолинейные асимптотические участки, либо стабилизация понижений (в частном случае непроницаемой границы — отсутствие понижений в скв. 6 при достаточно интенсивном понижении в скв. 5).

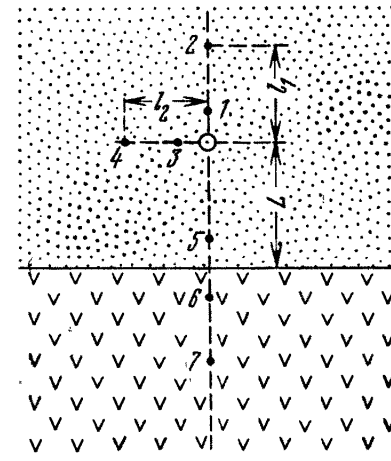


Рис. 47. Схема опытного куста при откачке вблизи границы фильтрационной неоднородности (*1—7*— наблюдательные скважины)

При размерах элементов неоднородности, заметно меньших ожидаемой зоны эффективного влияния откачки (эффективная неоднородность), основные отличия от однородных пластов сводятся к следующему:

1. Центральная скважина должна размещаться на достаточно представительном (по своим размерам и ожидаемым фильтрационным свойствам) участке, примерно в средней его зоне.

2. Среднеминимальное число наблюдательных скважин должно быть увеличено до 5—6, а при большом числе выявленных участков неоднородности — до 8—10 и более с тем, чтобы учесть специфичность условий на всех особых участках в пределах зоны влияния.

3. Скважины целесообразно располагать по двум лучам.

4. При размещении скважин по лучам следует учитывать требования, предъявляемые к опытным кустам в планово-однородных пластах и в то же время стремиться к удовлетворению одного из двух крайних вариантов: а) ближние пары скважин располагаются в пределах того же участка, что и опытная; б) расстояние между скважинами в несколько раз превышает характерные размеры участков неоднородности (предпочтительный вариант).

5. Исходя из последнего условия, целесообразное время проведения эксперимента в планово-неоднородных пластах может быть увеличено — по сравнению с однородными — в несколько раз.

До сих пор в пределах данного раздела мы говорили главным образом о неоднородности по проницаемости (проводимости). Вопрос о влиянии на результаты откачек плановой неоднородности по емкостным свойствам изучен

относительно мало. Можно предположить, что это влияние существенно слабее, чем в случае неоднородности по проводимости, и при незакономерных колебаниях водоотдачи в пределах одного порядка не следует ожидать заметных отклонений от зависимостей, выведенных для планово-однородных пластов. Однако при четко выраженном напорно-безнапорном режиме откачки, возникающем при чрезмерно больших понижениях в центральной скважине, будет отмечаться постепенный рост расчетной водоотдачи по ходу эксперимента, отражающейся в постепенном уменьшении наклона индикаторного графика S — lg t. Соответственно, расчет проводимости по этому участку даст завышенное ее значение. Несмотря на наличие расчетных зависимостей, направленных на учет этих отклонений, надежная интерпретация откачки при существенном проявлении напорно-безнапорного режима оказывается затруднительной — ввиду ограниченной информации о развитии понижений по площади.

Другим важным примером проявления неоднородности по водоотдаче является откачка из напорного пласта вблизи выхода его на поверхность или под покровные отложения, где естественный напорный режим сменяется безнапорным. Временной индикаторный график такой откачки обычно содержит участок стабилизированного режима, обусловленный постепенным увеличением расчетной водоотдачи под влиянием притока из безнапорной зоны: последняя ведет себя в это время подобно контуру обеспеченного питания, так что откачка на этом этапе может интерпретироваться аналогично откачке вблизи реки (гл. 6). При дальнейшем развитии процесса начинается заметное снижение уровней в безнапорной зоне с передвижением контура безнапорного потока. Для таких условий аналитические решения отсутствуют, и обработка данных откачки может производиться только путем решения соответствующей обратной задачи на модели.

Наконец, проявления неоднородности по параметрам перетекания отмечаются, например, при откачках вблизи гидрогеологических «окон». В этих условиях индикаторный график также имеет участок выполаживания, обусловленный дополнительным поступлением подземных вод через «окно». В случае связи через «окно» с весьма водообильным пластом может наблюдаться полная стабилизация напоров; конечные понижения описываются формулой [14]

$$S=\frac{Q}{2\pi T}\ln\frac{\rho L}{rR_0}, \tag{5.44}$$

где L — расстояние от опытной скважины до центра гидрогеологического «окна»; R_0 — приведенный радиус «окна»; ρ — расстояние от центра «окна» до наблюдательной скважины. При снижении напоров в пределах «окна» для интерпретации откачки можно использовать систему уравнений (2.45), т. е. операционный метод. Однако интерпретация результатов откачек с целью нахождения радиуса (или приведенного радиуса) гидрогеологического «окна», в целом, является весьма некорректной операцией в силу слабой зависимости расхода перетекания от размеров «окна», например, уменьшение радиуса «окна» в 2—3 раза приводит к уменьшению дебита перетекания всего лишь на 15—25 % [9, 14]. Очевидно, при ограниченном на практике количестве наблюдательных скважин можно рассчитывать лишь на ориентировочную оценку расстояния от опытной скважины до «окна».

§ 5. Диагностика откачек из совершенных скважин в напорных пластах

Общие принципы начального — качественного этапа диагностики откачек уже освещены в § 2, гл. 3. Предполагается, в частности, что на этом этапе выбрана типовая расчетная схема. Поэтому в настоящем параграфе мы перейдем непосредственно к рассмотрению методов диагностики, использующих количественный анализ результатов откачки и в первую очередь — ее индикаторных

графиков. Такому анализу должна предшествовать выбраковка на графиках отдельных замерных точек, а при необходимости — также перестройка графиков с учетом априорно очевидных аномальных факторов: 1) фоновых колебаний напоров по скважинам за пределами зоны влияния откачки; 2) инерционности наблюдательных скважин — по данным тарировочных наливов (§ 6, гл. 8); 3) колебаний расходов откачки; 4) емкости центральной скважины — для откачек из слабопроницаемых пород (корректируется величина расхода откачки).

Уже на данном этапе может оказаться полезным построение индикаторных графиков $\tilde{S} = f(\ln t_p)$ в изображениях* по крайней мере в тех случаях, когда зафиксированы заметные колебания расходов (§ 1, гл. 5): на графиках в изображениях влияние этих колебаний заметно сглаживается. Попутно подчеркнем, что, если при опробовании допущена нестабильность расхода скважины, то она оказывает существенное влияние на достоверность интерпретации, и этому фактору следует уделить особое внимание при обработке опытных данных. В частности, необходимо обязательно наносить сведения о дебите скважины непосредственно на интерпретируемые графики прослеживания уровней. Такой контроль особенно важен для используемого обычно на расчетных графиках логарифмического представления координаты времени, при котором повышается значимость начального периода откачки, и достоверность данных о расходах нередко оказывается недостаточной.

Далее проводятся оценка качества и анализ индикаторных графиков. Важным критерием качества графиков временно́го прослеживания и откачки служит параллельность их прямолинейных асимптот на конечных участках — для скважин в предполагаемой зоне квазистационарного режима. При наличии в этой зоне нескольких наблюдательных скважин строятся и оцениваются также графики площадного и комбинированного прослеживания. Отсутствие четких прямолинейных участков на графиках, заметный разброс точек на них обычно следует воспринимать как свидетельство неудачно запроектированной или плохо проведенной откачки. В то же время приходится учитывать, что большой разброс точек на графиках площадного и комбинированного прослеживания не всегда говорит о низком качестве этих графиков: он может свидетельствовать также о заметной плановой неоднородности пласта (см. § 4) или о влиянии несовершенства наблюдательных скважин в профильно-неоднородных пластах. В том и в другом случае возможны, в частности, такие варианты, когда понижения по ближним наблюдательным скважинам меньше, чем по дальним.

Анализ характера временных индикаторных графиков на предмет их соответствия выбранной типовой схеме (типовому индикаторному графику) следует проводить, в первую очередь, по ближним наблюдательным скважинам, находящимся в предполагаемой зоне квазистационарного режима.

На рис. 48 и в табл. 9 приведены наиболее частые виды индикаторных графиков и некоторые возможные варианты их качественной диагностики. При этом предполагается, что откачки являются достаточно длительными (не менее нескольких суток) и начальные участки, отвечающие времени порядка минут от момента включения насоса, на графиках опущены (кроме случая *а*). Большинство графиков, как видно из табл. 9, допускают различную интерпретацию.

---

* В дальнейшем, во избежание повторений, будем иметь в виду, что диагностика индикаторных графиков вида $\tilde{S} = f(\ln t_p)$ в изображениях идентична графикам временного прослеживания.

Поэтому, если сведения о гидрогеологическом строении не дают однозначных представлений о типовой расчетной схеме, то окончательное ее обоснование требует проведения альтернативных количественных оценок, которые должны обеспечить и выбор представительных участков индикаторных графиков. Весьма полезным для такого выбора обычно является предварительный расчет проводимости методом площадного прослеживания по скважинам зоны квазистационарного режима. Действительно, если нет оснований опасаться заметного влияния плановой неоднородности (§ 4), то в пределах этой зоны справедлива стационарная формула (4.12), которая в отличие от формулы Тейса дает расчетные значения проводимости, слабо реагирующие на большинство из упомянутых ранее факторов аномальности. Кроме того, не следует забывать, что эта формула оперирует с разностью понижений по скважинам, расположеным в зоне с наиболее высокими градиентами фильтрации. Это повышает надежность используемых в расчетах проводимости опытных функций. Поэтому дальнейшие *расчеты по намеченной типовой схеме рекомендуется начинать с оценки проводимости, используя формулу Дюпюи для стационарного (квазистационарного)* режима и данные замеров по двум ближним наблюдательным скважинам на последние моменты откачки (точнее, на те последние моменты, когда, предположительно, еще не сказывается возможное влияние границ пласта). В этих оценках следует использовать лишь данные совершенных наблюдательных скважин; это требование теряет свою силу только для профильно-однородных и изотропных пластов.

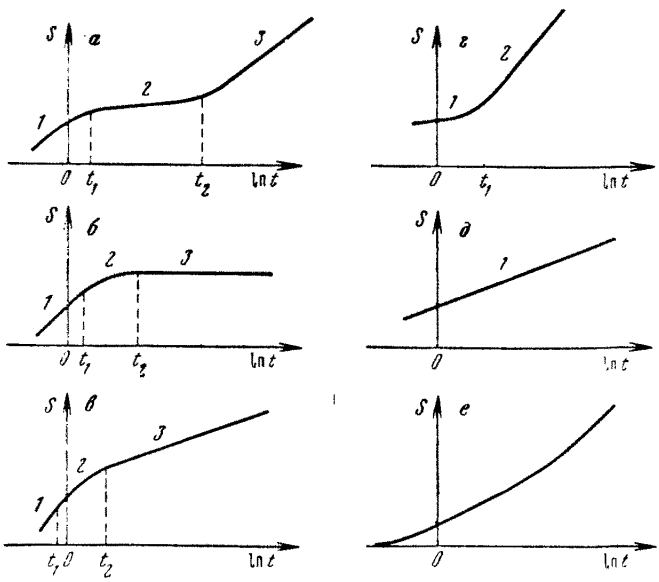


Рис. 48. Типовые формы временных графиков прослеживания для кустовых откачек

При наличии нескольких наблюдательных скважин в ориентировочно намеченной зоне квазистационарного режима (см. условие 4.16а) проводится анализ графика площадного прослеживания $S = f(\lg r)$ — на предмет выявления плановой неоднородности (§ 4)* . При отсутствии таковой проводимость определяется по прямолинейному участку этого графика. По полученному значению проводимости наносится соответствующая наклонная прямая на временные индикаторные графики для всех наблюдательных скважин. На графиках выбираются представительные прямолинейные участки, параллельные этой прямой. Конечно, при этом одновременно учитываются результаты

* При большом числе наблюдательных скважин, расположенных по двум-трем лучам, выявление плановой неоднородности и анизотропии проводится также путем анализа карты гидроизогипс.

Таблица 9

РАЗЛИЧНЫЕ ВАРИАНТЫ ДИАГНОСТИКИ ТИПОВЫХ ИНДИКАТОРНЫХ ГРАФИКОВ ВРЕМЕННО́ГО ПРОСЛЕЖИВАНИЯ

Индекс опытного графика согласно рис. 48	Возможная типовая схема	Представительный участок графика	Частные пояснения к типовой схеме	Вспомогательные признаки
(*а*)	I и II	*3*	Неполная передача депрессионной нагрузки (для глубокозалегающих пластов)	Время t_2 обычно не превышает нескольких часов, а t_1 — десятков секунд — минут
	II-2а	*3*	Существенно различающиеся пьезопроводности отдельных слоев	При $t > t_2$ — синхронное снижение напоров по соседним пьезометрам в отдельных слоях
	II-1а	*1, 2, 3*	При ограниченной водообильности подпитывающего пласта	Время t_1 обычно измеряется как минимум, часами, а t_2 — сутками. Скорости снижения напоров во взаимодействующих пластах при $t > t_2$ — близки
	II-2б	*3*	При заметной разнице в сжимаемости пористых блоков и трещинного пространства	Время t_1 обычно не более нескольких минут
(*б*)	II-1	*1* и *3*	При высокой водообильности подпитывающего пласта	Время t_2 обычно измеряется сутками, а t_1 — часами
	I и II		Откачка вблизи контакта с безнапорной зоной или другого контура обеспеченного питания	Напоры в пределах безнапорной зоны или за контуром питания практически не снижаются. Пьезометрическая воронка асимметрична Время t_2 увязывается с расстоянием до контура
(*в*)	I и II	*1*	Откачка вблизи планового контакта с относительно водообильным комплексом	Время t_1 увязывается с расстоянием до контакта
	II-1б	*1* и *3*	Перетекание из смежного водоносного слоя не успело проявиться	Снижение напоров в зоне разделяющего слоя, прилежащей к водоносному пласту
	II-2б	*3*	Проводимости блоков и трещин (или подсистем трещин) соизмеримы	
	«Усеченный» график вида (*а*), на котором участок *3* не проявился			

Продолжение табл. 9

Индекс опытного графика согласно рис. 48	Возможная типовая схема	Представительный участок графика	Частные пояснения к типовой схеме	Вспомогательные признаки
(*г*)	I и II	*1*	Откачка вблизи слабопроницаемого контакта	Время t_1 увязывается с расстоянием до контакта
	«Усеченный» график вида (*а*), на котором участок *1* не проявился			
(*д*)	I	*1*	Для наблюдательных скважин, расположенных поблизости от центральной	
	«Усеченный» график любого предшествующего типа			
(*е*)	При любой схеме — для скважин за пределами зоны квазистационарного режима			

качественной диагностики, из которых у исследователя уже обычно имеются определенные представления о том, какие именно участки индикаторного графика допустимо использовать для оценки проводимости графо-аналитическим методом. В частности, важно, чтобы выбранный прямолинейный отрезок графика не попал на: 1) участок ложностационарного или стационарного режима; 2) начальный участок, искаженный влиянием ряда взаимоналагающихся факторов; 3) конечный участок, искаженный влиянием границ пласта или привлечением дополнительного питания.

Представительные участки для графиков различного вида и для разных интерпретационных схем отражены в табл. 9.

Выявленные участки графиков обрабатываются стандартным графо-аналитическим методом (§ 1, гл. 5). По полученному значению пьезопроводности оцениваются размеры зоны квазистационарного режима (условие 4.16а) и уточняется, какие наблюдательные скважины могут использоваться для упомянутых выше оценок. При необходимости эти оценки повторяются с учетом лишь тех скважин, которые находятся в пределах зоны эффективного влияния. Такой анализ может привести к различным вариантам.

1. Значения проводимости по площадному и временно́му прослеживанию близки между собой. Это обычно может восприниматься как свидетельство надежности полученной величины проводимости. Значения пьезопроводности, определенные по соответствующему участку графика временно́го прослеживания, также надежны, однако остается уточнить, какие именно емкостные свойства ими отражены. В этих целях используется общий вид индикаторных графиков (см. табл. 9), а также оценка по величине расчетной водоотдачи.Обычно порядок этой величины достаточно показателен для уточнения физической природы процесса при откачке. Напомним, что мы располагаем для этого та-

бличными представлениями, а иногда — данными компрессионных испытаний и режимных наблюдений.

2. Значения проводимости по графикам временного прослеживания для всех наблюдательных скважин в пределах зоны эффективного влияния близки друг другу, но существенно отличаются от проводимости, полученной площадным прослеживанием. Обычно это должно восприниматься как свидетельство влияния либо профильной неоднородности (в случае несовершенных наблюдательных скважин), либо плановой фильтрационной неоднородности пласта, (§ 4) и с бóльшим доверием можно относиться к значениям проводимости, полученным временны́м прослеживанием. Оценка пьезопроводности аналогична предыдущему случаю.

3. Результаты временно́го прослеживания по разным скважинам дают существенно различные проводимости, отличающиеся от результатов площадного прослеживания тем сильнее, чем дальше расположена скважина. Вероятная причина расхождений: дальние скважины находятся за пределами зоны эффективного влияния. С доверием можно относиться к результатам расчетов проводимости по ближним скважинам, если они соответствуют данным площадного прослеживания. Пьезопроводность оценивается также по этим скважинам.

4. Результаты временно́го прослеживания существенно различаются между собой и с данными площадного прослеживания. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что прямолинейные асимптоты при временном прослеживании идентифицированы неверно (асимптотический участок не достигнут или плохо выражен) *. Если дальнейшее уточнение не представляется возможным, то за основу последующих оценок, в первом приближении, принимается проводимость, определенная площадным прослеживанием по совершенным наблюдательным скважинам, а пьезопроводность оценивается методом разности понижений по одной из наблюдательных скважин (при известной проводимости).

5. Аналогично приходится поступать и во всех тех случаях, когда прямолинейные асимптоты на графиках практически не выражены.

Подчеркнем, что, если требование совершенства наблюдательной скважины в двух последних вариантах не выполнено, то в условиях профильно анизотропных или неоднородных пластов результаты временного, и в особенности площадного, определения проводимости должны восприниматься с большой осторожностью (§ 3, гл. 5). Значения пьезопроводности при этом могут оказаться вообще нереальными. Свидетельством такого рода условий может обычно считаться сильная и незакономерная изменчивость расчетных значений проводимости, определенных площадным прослеживанием по различным наблюдательным скважинам, если, конечно, такая изменчивость не связана с плановой неоднородностью (§ 4).

В качестве следующего диагностического приема проводится предварительный анализ достоверности полученных расчетных значений проводимости и пьезопроводности — прежде всего по их физическому соответствию условиям проведения эксперимента. Так, например, нереально ** высокие значения пьезопроводности (низкие значения водоотдачи) обычно свидетельствуют о том, что при обработке графоаналитическим методом использован переходный участок графика, не достигший еще прямолинейной асимптоты (следует, однако, помнить, что у индикаторного

---

* Дополнительную проверку можно провести методом эталонной кривой.

** Это понятие является качественным. Вносимые им ограничения зависят от сложности объекта, его изученности и компетенции гидрогеолога.

графика может быть две асимптоты, отвечающие резко различным значениям водоотдачи). Соответственно, проводимость, определенная по этому участку графика, обычно сильно завышена. Чрезмерно высокие значения проводимости могут свидетельствовать о влиянии на последний участок графика площадного питания или границ питания, не учтенных в интерпретационной схеме.

Полезный материал для оценки достоверности полученных параметров дают и результаты лабораторных исследований образцов пород (гл. 3, § 2).

При диагностике представляется также полезным учитывать *тенденции в изменениях рассчитываемых параметров*. Например, общая для всех наблюдательных скважин тенденция к уменьшению расчетной проводимости во времени говорит обычно о влиянии слабопроницаемого контакта, а ее увеличение — о постепенном привлечении дополнительного питания в виде перетекания. Свидетельством перетекания служит также сочетание следующих признаков: 1) превышение проводимости, определенной площадным прослеживанием, над проводимостью, определенной временным прослеживанием, закономерно возрастающее с удалением наблюдательных скважин (по ближним скважинам такое превышение может и не отмечаться); 2) зависимость расчетной проводимости от расхода откачки; 3) нереально высокие значения расчетной водоотдачи.

Тенденции изменения расчетных параметров (проводимости), полученных по откачкам вблизи границ неоднородности, позволяют оценить характер неоднородности — в соответствии с рекомендациями, изложенными в § 4.

Анализ величин расчетных параметров и тенденций их изменения должен закончиться уточнением интерпретационной схемы и выбором исходных значений проводимости и пьезопроводности или же выводом о недостаточности информации для правильной диагностики.

При положительном решении делаются попытки определения других параметров пласта, участвующих в выбранной интерпретационной схеме. Для этого используются отвечающие этой схеме аналитические решения (гл. 4), причем на данном этапе особенно полезно представление таких решений через типовые кривые. Сопоставление и совмещение опытной кривой с типовой достигается как визуально, так и путем минимизации их расхождений методом наименьших квадратов [11]. Если опытная кривая имеет достаточно характерные очертания (прежде всего подобно кривым на рис. 48 *а* и *б*), то хорошее ее совмещение с типовой служит признаком достоверности диагностики откачки. В этих же целях, в качестве заключительной операции, полезно провести расчет функций $S(r, t)$ при полученных значениях расчетных параметров — по аналитическим решениям, отвечающим ранее обоснованной типовой расчетной схеме. Сопоставление расчетных кривых с опытными позволяет еще раз убедиться в степени надежности диагностики и наметить объяснения отдельных (аномальных) расхождений между ними.

Важнейшим моментом при оценке надежности параметров является анализ *чувствительности* расчетной модели. Для этого поочередно меняют полученные значения параметров в тех или иных диапазонах и сравнивают полученные таким образом новые расчетные кривые с ранее построенной расчетной (или опытной) кривой. Если большие изменения параметра вызывают лишь малые расхождения в кривых, то это свидетельствует о малой надежности расчетного значения параметра, о слабой чувствительности к нему выбранного расчетного алгоритма. Такой анализ позволяет часто выделить те (более чувствительные) участки опытных кривых, по которым предпочтительнее оценивать данный параметр. В противном случае желательно строить или изменять рас-

четный алгоритм таким образом, чтобы мало надежные параметры не использовались (как промежуточные данные) для расчета других параметров.

Основной недостаток всех изложенных здесь диагностических приемов заключается в том, что о проявлении таких факторов, как перетекание, фильтрационная анизотропия, поступление воды из относительных водоупоров, сложный характер емкостных свойств фильтрующих пород и другие, часто приходится судить лишь по косвенному признаку, а именно — по характеру изменения величины напора в основном водоносном пласте, осредненного по вертикали вдоль фильтра наблюдательной скважины. Поэтому ясно, что один из наиболее эффективных путей повышения достоверности диагностики кустовой откачки может заключаться в использовании замеров величин напоров, дифференцированных вдоль вертикали, как по мощности водоносного пласта, так и в пределах относительно водоупорных слоев. Перечислим здесь лишь некоторые, в основном достаточно очевидные, преимущества такой дифференциации с точки зрения надежности диагностики.

С одной стороны, возникает возможность оценки вертикальной составляющей скорости фильтрации в пределах опробуемого водоносного пласта, которая может существенно проявляться вблизи центральной скважины. Тем самым можно выявить: 1) наличие профильной фильтрационной анизотропии и неоднородности; 2) характер гидравлической связи отдельных прослоев или трещин напластования вскрытого опытной скважиной водоносного пласта (особенно при увязке замеров с данными расходометрии); 3) «двойной» характер пористости крупноблочных водоносных пород — по сопоставлению «точечных» замеров (бóльшая часть которых будет, очевидно, отвечать напорам в пористых блоках) с осредненными (отвечающими напорам в основных водопроводящих трещинах).

С другой стороны, оценивается влияние откачки на смежные относительно водоупорные и водоносные пласты. В результате этого представляется возможным выявить: а) наличие и интенсивность перетекания из соседних водоносных пластов; б) поступление воды из смежных относительно водоупорных толщ; в) наличие у относительно водоупорных пород начального градиента фильтрации — при стабилизации понижений в прилежащей зоне водоупорного пласта и отсутствии таковых в его внешней зоне.

Все отмеченные обстоятельства будут способствовать построению более надежной расчетной модели откачки, учитывающей выявленные таким образом качественные характеристики эксперимента.

Глава 6

ОТКАЧКИ ИЗ СОВЕРШЕННЫХ СКВАЖИН В БЕЗНАПОРНОМ ПОТОКЕ

При откачках в безнапорном потоке размеры воронки депрессии бывают сравнительно небольшими, что обычно дает основание рассматривать ее формирование без учета границ потока, т. е. считая поток неограниченным в плане. Исключение составляют откачки, проводимые вблизи водоемов и водотоков, в которых ставится задача определения параметров пласта и дается оценка сопротивления ложа водоема (или водотока).

Особенности формирования фильтрационного потока при откачке в безнапорном потоке связаны с изменениями мощности водоносного пласта при понижениях напора, а при нестационарном режиме еще и с проявлениями гравитационной водоотдачи на свободной поверхности. Эти факторы существенно

осложняют закономерности снижения уровней (во времени и в пространстве). В связи с этим их анализ требует особо тщательного рассмотрения применительно к характерным типам строения пласта, из которых целесообразно выделить условия двухслойного и относительно однородного строения потока.

§ 1. Откачки в двухслойном пласте

1.1. Обоснование расчетных зависимостей

В этом случае из-за резкого различия проницаемости покровных и водоносных слоев ($k_п \ll k$) структуру потока можно рассматривать, принимая согласно предпосылкам перетекания горизонтальное направление потока в водоносных слоях и вертикальное направление в покровных слоях.

Проявление вертикального перетекания в верхнем слое обусловливает различие между понижениями уровня свободной поверхности S_0 и напора в нижнем пласте S. При жестком режиме фильтрации в покровном слое и неизменной инфильтрации эти величины будут связаны уравнением

$$\mu \frac{dS_0}{dt} = \chi_п (S - S_0), \tag{6.1}$$

где $\chi_п$ — удельная вертикальная проводимость покровного слоя. При однородном строении покровного слоя

$$\chi_п = \frac{k_п}{m_п}, \tag{6.2}$$

где $k_п$ и $m_п$ — коэффициент фильтрации и мощность покровного слоя. В более общем случае, когда покровный слой состоит из n прослоев, в выражении (6.2) в качестве расчетного коэффициента фильтрации $k_п$ рекомендуется принимать его минимальное значение, а расчетная мощность $m_п$ определяется соотношением

$$m_п = \sum_1^n \frac{m_i}{\varkappa_i}, \quad \varkappa_i = \frac{k_i}{k_п}. \tag{6.2а}$$

Уравнение (6.1) должно решаться совместно с уравнением (2.4) при $v_п^0 = 0$ и

$$v_п^\circ = \chi_п (S_0 - S) = \mu \frac{\partial S_0}{\partial t}. \tag{6.3}$$

Для учета динамики водоотдачи по схеме «капиллярной каймы», когда понижение свободной поверхности S° и «капиллярной каймы» $S_к$ связываются уравнением (1.24), вместо (6.1) имеем систему уравнений

$$\mu = \frac{\partial S_к}{\partial t} = \frac{k_к}{h_к}(S_0 - S_к) = \frac{k_п}{m_п}(S - S_0). \tag{6.4}$$

Исключив из этой системы величину S°, приведем ее к виду

$$\mu \frac{\partial S_к}{\partial t} = \frac{S - S_к}{\frac{h_к}{k_к} + \frac{1}{\chi_п}}, \quad v_п = \frac{S - S_к}{\frac{h_к}{k_к} + \frac{1}{\chi_п}}. \tag{6.5}$$

Уравнения (6.5) и (6.3) аналогичны, и при определении величины S они дают идентичные выражения, если при переходе от (6.3) к (6.5) заменять $1/\chi_п$ на $1/\chi_п + h_к/k_к$, что равносильно добавлению к расчетному значению $m_п$ в (6.2а) величины $h_к/\varkappa_к$ при $\varkappa_к = k_к/k_п$. Таким образом, учет динамики водоотдачи по схеме «капиллярной каймы» осуществляется простой заменой в расчетных

зависимостях выражения для мощности покровных отложений, которая в этом случае имеет вид

$$m_{\text{п}} = m^{\circ}_{\text{п}} + \frac{k_{\text{п}}}{\alpha}, \quad m^{\circ}_{\text{п}} = \sum_{1}^{n} \frac{m_i}{\varkappa_i}, \quad \frac{h_{\text{к}}}{k_{\text{к}}} = \frac{1}{\alpha}, \tag{6.6}$$

где α может трактоваться и как параметр уравнения Н. Боултона (1.23) для описания динамики водоотдачи.

Уравнение (6.1) формально идентично уравнению (1.40) для пласта гетерогенного строения (пласт с двойной емкостью). Они переходят друг в друга при замене $\beta_{\text{т}}$ на $\chi_{\text{п}}/\mu$. С такими изменениями решения, приведенные для схемы с двойной емкостью, применимы и в данном случае.

Рассмотрим, прежде всего, решение этой задачи в интегральных изображениях по Лапласу — Карсону, когда исходные дифференциальные уравнения преобразуются к виду

$$T\,\nabla^2 \bar{S} = \frac{\mu^*}{t_p}\bar{S} - \chi_{\text{п}}(\bar{S}_0 - \bar{S}), \quad \chi_{\text{п}}(\bar{S} - \bar{S}^0) = \frac{\mu^*}{t_p}\bar{S}_0. \tag{6.7}$$

Исключая из этой системы изображение $\bar{S}_0$, получим уравнение для изображения понижения напора в основном пласте

$$T\,\nabla^2 \bar{S} = \left(\frac{\mu^*}{t_p} + \frac{1}{\frac{t_p}{\mu} + \frac{1}{\chi_{\text{п}}}}\right)\bar{S}, \tag{6.8}$$

решение которого в неограниченном пласте при граничном условии на скважине (2.5) выражается уравнением (2.43) при

$$\chi = \sqrt{\frac{1}{at_p} + \frac{1}{\frac{Tt_p}{\mu} + B^2}}, \quad B = \sqrt{\frac{T}{\chi_{\text{п}}}}, \quad a = \frac{T}{\mu^*}. \tag{6.9}$$

Переход от этого изображения к оригиналу, впервые проведенный Н. Боултоном [15, 16], дает безразмерное понижение $W(r, t) = W_B(\tau, \bar{r}, \mu^*/\mu)$ при $\tau = \chi_{\text{п}}t/\mu$ и $\bar{r} = r/B$. Значения функции W_B по данным работы [7] приведены в табл. 8 приложения. Функция W_B имеет две асимптоты (в начале и в конце процесса), соответствующие периодам упругого и гравитационного режима, когда изменения уровней описываются уравнением Тейса (4.1), соответственно при упругой и гравитационной водоотдаче. Между этими периодами формируется переходной режим, в котором на графике временно́го прослеживания довольно четко выделяются две части, разделяющиеся точкой перегиба. До точки перегиба расчеты понижений напора в пласте проводятся по уравнению (4.46), исходящему из условия неизменности уровней свободной поверхности, т. е. в этом случае $W_B \cong W_B(u, \bar{r}, 0) = W_{\text{п}}(u, \bar{r})$. Эта функция определяется по табл. 6 приложения. После прохождения точки перегиба практически исчезает влияние упругой емкости водоносного пласта. Решение такой задачи рассмотрено в работах [2, 8, 13]. Из него следует, что уравнение для понижения напора будет иметь вид

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W(\tau, \bar{r}), \quad \tau = \frac{\chi_{\text{п}}t}{\mu}, \quad \bar{r} = \frac{r}{B}, \tag{6.10}$$

при этом функция $W(\tau, \bar{r})$ определяется по табл. 9 приложения. Понижения S_0 уровня свободной поверхности в этот период описывается уравнением

$$S_0 = \frac{Q}{4\pi T} W^0(\tau, \lambda), \quad \tau = \frac{\chi_{\text{п}}t}{\mu}, \quad \lambda = \frac{r}{2\sqrt{\frac{T}{\mu}t}}, \tag{6.11}$$

причем выражение функции $W^0(\tau, \lambda)$ и ее значения приведены в табл. 9 приложения, заимствованной с некоторыми дополнениями из работ [2, 8].

В точке перегиба кривой временного прослеживания понижения напоров в пласте описываются уравнением

$$S = S_{\text{п}} = \frac{Q}{2\pi T} K_0(\bar{r}), \quad \bar{r} = \frac{r}{B}. \tag{6.12}$$

Удобное приближенное решение рассматриваемой задачи получается на основе метода интегрального баланса, когда форма воронки депрессии задается уравнением (2.50), в котором расчетный радиус R определяется выражением [6]

$$R = \sqrt{\frac{12T}{\mu+\mu^*}\left\{t + \frac{\mu^2}{\chi_{\text{п}}(\mu+\mu^*)}\left[1 - \exp\left(-\frac{\mu+\mu^*}{\mu\mu^*}\chi_{\text{п}} t\right)\right]\right\}}. \tag{6.13}$$

Это решение применимо при $r \ll R$ и дает достаточно достоверные результаты в зоне квазистационарного режима, — примерно при $r < 0{,}2R$. Без учета упругой емкости пласта (при $\mu^* = 0$) выражение (6.12) принимает более простой вид:

$$R = R_0 = \sqrt{\frac{12T}{\mu}\left(t + \frac{\mu}{\chi_{\text{п}}}\right)} = \sqrt{12\left(\frac{T}{\mu}t + B^2\right)}. \tag{6.13а}$$

Это выражение может применяться для периода ложностационарного и гравитационного этапов после прохождения точки перегиба на графике временно́го прослеживания.

Приближенное решение для откачек в двухслойном пласте с учетом влияния капиллярной зоны и упругого режима в покровном слое рассмотрели Р. Кулей и К. Кейзе [18], которые в пределах высоты капиллярной зоны ($h_{\text{к}}$) предполагали линейную зависимость коэффициента влагопереноса от влажности. Сделанный автором анализ этого решения показал, что влияние капиллярной (ненасыщенной) зоны проявляется в течение времени $t_{\text{к}}$, которое можно оценить соотношением

$$t_{\text{к}} = \frac{16\mu h_{\text{к}}}{k_{\text{п}}}. \tag{6.14}$$

Задавая, например, реальные значения $\mu = 0{,}1$, $h_{\text{к}} = 1$ м, $k_{\text{п}} = 0{,}1$ м/сут, получим $t_{\text{к}} = 16$ сут. Следовательно, время проявления изменчивости водоотдачи в слабопроницаемых породах может быть весьма значительным, и этот фактор требует самого пристального внимания.

Кроме того, Р. Кулей и К. Кейзе показали, что в начальный период времени, оцениваемый величиной $t_{\text{уп}}$, перетекание из покровных отложений определяется только их упругими запасами, причем

$$t_{\text{уп}} = \frac{m_{\text{п}}^2 \cdot \eta_{\text{п}}^*}{10 k_{\text{п}}}, \tag{6.15}$$

где $\eta_{\text{п}}^*$ — коэффициент упругоемкости покровных отложений. Соответственно при $t \ll t_{\text{уп}}$ расчеты понижения напоров можно вести по решению М. Хантуша (см. 4.57) для схемы перетекания при неограниченном по мощности разделяющем слое. Задавая в (6.15) реальные значения $m_{\text{п}} = 10$ м, $\eta^* = 10^{-3}$ 1/м и $k_{\text{п}} = 0{,}1$ м/сут, получим $t_{\text{уп}} = 0{,}1$ сут. Таким образом, этот период откачки может занимать немалое время, что следует учитывать при интерпретации результатов опытных откачек.

Как показано выше, особенности формирования воронки депрессии в двухслойном пласте, обусловливающие специфику интерпретации опытных данных, связаны главным образом с проявлениями вертикальной фильтрации в покровных слоях, а также с динамикой водоотдачи. При этом в графиках временно́го прослеживания выделяются три характерных этапа: упругого (*I*), ложностационарного (*II*) и гравитационного (*III*) режимов изменений уровней (рис. 49).

На этапе упругого режима, который протекает обычно в течение нескольких десятков минут или первых часов после начала откачки, происходит резкое снижение уровней в основном пласте, а уровни свободной поверхности при этом

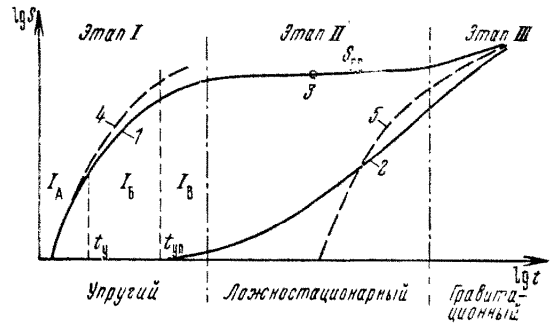


Рис. 49. Кривые понижения уровня при откачке в двухслойном пласте:

1 — понижение S в пласте; *2* — понижение S_0 уровня свободной поверхности; *3* — точка перегиба при ложностационарном режиме; *4* и *5* — кривые Тейса для упругого и гравитационного режимов

почти не меняются. Соответственно, при этом водоотдача пласта носит только упругий характер и распределение напоров описывается тем же уравнением, что и для напорного пласта проводимостью T и коэффициентом упругой емкости μ^*. В этом этапе могут выделяться три периода: упругого режима изолированного пласта (IA), время которого $t_у$ характеризуется соотношением (4.59), режима упругого перетекания (IБ), характеризующегося временем $t_{уп}$, которое определяется соотношением (6.15), и перетекания со свободной поверхности (IВ). Соответственно, для периода IA интерпретация ведется на основе уравнения Тейса (4.1), для периода IБ используется уравнение Хантуша (4.57), а для периода IВ — уравнение Хантуша — Джейкоба (4.46) при факторе перетеканий B, выражаемом согласно (6.9).

На этапе упругого режима — для периодов IA, IБ и IВ — методика интерпретации остается такой же, как для напорных пластов с учетом перетекания (см. § 2, гл. 5).

Специфическим в данном случае является только сравнительно небольшая величина фактора перетекания и относительная локальность воронки депрессии, что дает возможность получения полного графика временно́го прослеживания. Это обстоятельство позволяет, следуя предложению М. Хантуша [21], использовать предельную форму уравнения перетекания для его конечного этапа:

$$S = \frac{Q}{4\pi T}[2K_0(\bar{r}) - W(q)], \quad q = \frac{at}{B^2}. \tag{6.16}$$

Это уравнение можно представить в виде

$$\Delta S = S_п - S = \frac{Q}{4\pi T} W(q). \tag{6.17}$$

Уравнение (6.17) позволяет проводить обработку данных временно́го прослеживания, нанося опытные данные на графике в координатах $\lg \Delta S$, $\lg t$ и накладывая на этот график эталонную кривую, построенную в координатах $\lg W(q)$, $\lg q$. По разнице координат на этих графиках определяются параметры из соотношений

$$\ln \frac{Q}{4\pi T} = \lg \Delta S - \lg W, \quad \lg \frac{a}{B^2} = \lg q - \lg t. \tag{6.18}$$

Поскольку $a/B^2 = k_{\text{п}}/m_{\text{п}}\mu^*$, то, найдя предварительно величину μ^* (по периоду упругого режима), можно по величине a/B^2 определить коэффициент фильтрации покровных отложений

$$k_{\text{п}} = \frac{m_{\text{п}}\mu^* a}{B^2}. \tag{6.19}$$

Теоретический анализ показал, что структура погрешности расчетов проводимости пласта по такому способу должна иметь вид $\varepsilon_t \sim u$. Проведенный численный анализ путем сопоставления эталонных кривых $W(u, \bar{r})$ и $W(q)$ привел к следующему критерию применимости этого способа:

$$u < 1{,}5\varepsilon_t \text{ или } t > \frac{r^2}{6a\varepsilon_t}. \tag{6.20}$$

На этапе ложностационарного режима начинается снижение уровней свободной поверхности и поступление в поток срабатываемых запасов гравитационной емкости, что приводит к временному равновесию между увеличивающимся поступлением воды со свободной поверхности. Этим обусловливается кажущаяся (ложная) стабилизация напоров в нижнем пласте, хотя снижение уровней свободной поверхности при этом происходит довольно интенсивно.

Для интерпретации понижений напора в пласте на этапе ложностационарного режима используется уравнение (6.12) для понижений $S_{\text{п}}$ в точке перегиба графика прослеживания S, $\lg t$, при факторе перетекания, задаваемом согласно (6.22). Его обработку можно проводить способом эталонных кривых (как это показано в § 1, гл. 3), логарифмируя уравнение (4.51) и аргумент $\bar{r}$:

$$\lg S_{\text{п}} = \lg \frac{Q}{2\pi T} + \lg K_0(\bar{r}), \quad \lg \bar{r} = \lg r - \lg B. \tag{6.21}$$

Эталонная кривая в координатах $\lg K_0(\bar{r})$, $\lg \bar{r}$ предварительно строится на кальке (величины $K_0(\bar{r})$ можно взять из данных табл. 6 приложения, поскольку $K_0(\bar{r}) = 0{,}5W_{\text{п}}(0, \bar{r})$), а фактическая кривая зависимости понижения $S_{\text{п}}$ от расстояния r — в логарифмических координатах для выбранного момента времени. При совмещении эталонной кривой с фактической их параллельно смещенные координатные оси отсекают отрезки, равные, согласно (6.21), по горизонтали величине $\lg B$, а по вертикали $\lg \frac{Q}{2\pi T}$. Из них могут быть найдены численные значения B и T. Для любой точки с координатами $S_{\text{п}}$, r и K_0, $\bar{r}$, взятой из совмещенных кривых,

$$B = \frac{r}{\bar{r}}, \quad T = \frac{Q}{2\pi S_{\text{п}}} K_0(\bar{r}). \tag{6.22}$$

При $r < 0{,}03$ функция $K_0(r)$ может быть заменена выражением (4.52). В этом случае для расчетов можно использовать зависимости, основанные

на уравнении Дюпюи, и вести расчет проводимости пласта по формуле (5.6). Погрешность δ_s такой замены при $\delta_s \leqslant 10\%$ аппроксимируется выражением

$$\delta_s = \bar{r}^2. \tag{6.22а}$$

В частности, $\delta_s = 0{,}05$ получим при $\bar{r} = 0{,}22$, а $\delta = 0{,}1$ при $\bar{r} = 0{,}33$.

Для определения коэффициентов μ и $k_п$ целесообразно на этом этапе использовать данные понижения напоров в пласте S и на свободной поверхности S_0, фиксируемые ярусными скважинами — дублерами (рис. 50).

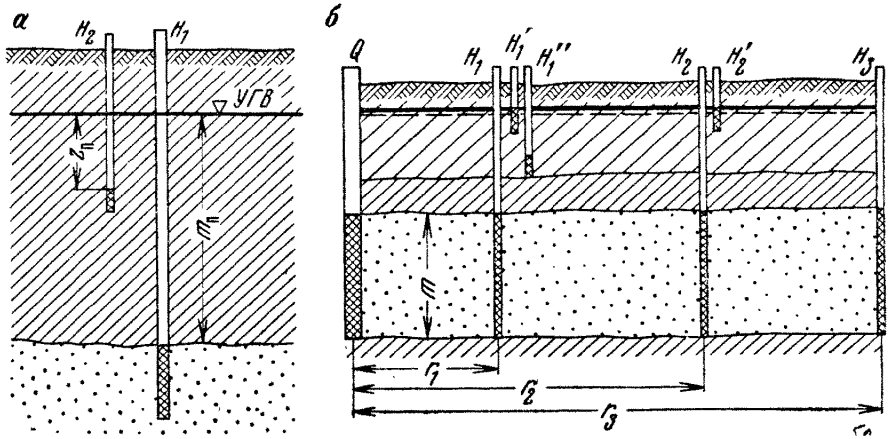


Рис. 50. Расположение наблюдательных скважин при откачке в двухслойном пласте:

а — дублерные скважины (H_1 — скважина в основном пласте с понижениями напора S, H_2 — скважина в покровном слое с понижениями $S_п$); *б* — рекомендуемые схемы расположения наблюдательных скважин в двухслойном пласте

Записывая уравнение баланса потока на свободной поверхности

$$\mu \frac{dS_0}{dt} = k_п \frac{S - S_0}{m_п}, \tag{6.23}$$

получаем выражение для определения коэффициента гравитационной емкости

$$\mu = \frac{k_п}{m_п} \cdot \frac{\Delta S}{v_s}, \tag{6.24}$$

где $\Delta S = S - S_0$ — разница понижений уровней в пласте и на свободной поверхности; $v_s = \Delta S_0 / \Delta t$ — скорость снижения уровня свободной поверхности, которая рассчитывается по графику $S_0(t)$. При этом величину Δt рекомендуется принимать такой, чтобы за 3—4 интервала Δt снижение уровней S_0 составило бы примерно половину от понижения в пласте S. Проводя расчет по формуле (6.24) на различные периоды времени, можно получить представление об изменчивости величины μ во времени.

Величину $k_п/m_п$ можно получить из параметра перетекания B, пренебрегая в нем влиянием капиллярной зоны, — тогда согласно (6.9) будем иметь $k_п/m_п = T/B^2$, и выражение (6.24) примет вид

$$\mu = \frac{T}{B^2} \cdot \frac{\Delta S}{v_s}. \tag{6.25}$$

можно показать, что при $dS^\circ/dt \gg dS/dt$ выражение (6.25) практически остается справедливым при учете динамики водоотдачи по схеме приведенной капиллярной зоны или по аналогичной ей предпосылке Н. Боултона (см. § 3, гл. 1).

Если верхняя дублерная скважина заглублена под свободную поверхность (скв. $Н_2$, см. на рис. 50), то, считая покровные отложения однородными, понижения уровня свободной поверхности определятся из соотношения

$$\frac{S-S_п}{z_п} = \frac{S-S_0}{m_п-S_0}, \tag{6.26}$$

откуда получаем формулу для понижения уровня свободной поверхности

$$S^0 = \frac{m_п S_п - c^0 S}{z_п + S_п - S}. \tag{6.27}$$

Если в расчетный период понижения уровней S в основном пласте практически стабилизируется (S = const), то для описания понижения уровней S° свободной поверхности, интегрируя уравнение (6.23), получаем равенство

$$\lg\left(1-\frac{S_0}{S}\right) = -\frac{k_п t}{2{,}3\mu m_п}. \tag{6.28}$$

Для интерпретации опытных данных по уравнению (6.28) строится график зависимости $\lg(1 - S_0/S)$ от t, который должен ложиться на прямую линию, приходящую в начало координат, причем уклон этой прямой (тангенс угла наклона) численно равен величине $0{,}44k_п/\mu m_п$. Принимая далее, что $k_п/m_п = T/B^2$, получаем значение μ. Заметим, что в двухслойном пласте время ложностационарного режима бывает очень длительным (порядка нескольких недель).

Этап гравитационного режима, когда водоотдача полностью стабилизируется, обычно только намечается. Его признаками являются близость понижений уровней S и S_0, а также «задирание» кривой временно́го прослеживания в логарифмических (или полулогарифмических) координатах. Если этап гравитационного режима выражается достаточно определенно, то интерпретация его данных должна быть направлена на определение коэффициента гравитационной водоотдачи μ; тогда как проводимость T и фактор перетекания B могут приниматься по данным расчетов, проведенных на предыдущих этапах.

Для расчетов на этом этапе может использоваться уравнение (2.50), в котором можно принять для $R(t)$ выражение (6.13а). Для этого предварительно из уравнения (2.50) по понижениям напора на ряд моментов времени для каждой наблюдательной скважины находится отношение R^2/r^2, для чего можно пользоваться табл. 3 приложения. Значения R^2t следует далее наложить на график, на котором опытные точки должны ложиться на прямую линию, отсекающую на оси R^2 величину $12B^2$ и имеющую уклон $\Delta R^2/\Delta t = 12T/\mu$.

При необходимости расчетов коэффициента упругой отдачи можно продолжить расчеты величин R^2 на период упругого режима, после чего следует составить график зависимости величины $\lg\frac{12B^2}{R_0^2-R^2}$ от t, где $R_0^2 = 12\left(\frac{T}{\mu}t + B^2\right)$.

На этом графике опытные точки должны ложиться на прямую линию, уклон которой к оси t будет численно равен величине $\chi_п/\mu^*$.

Кроме того, при достаточном различии уровней S и S_0 на этом этапе может быть продолжена обработка данных пьезометров-дублеров по уравнению (6.25). После этого целесообразно рассчитать значения понижений в наблюдательных скважинах за весь период откачки по уравнению (2.6) при $W(r, t) = W_B$, пользуясь табл. 8 приложения или уравнением (2.50).

При обработке данных восстановления уровня можно использовать начальный период восстановления, проводимого после достижения ложностационарного этапа снижения уровней при откачке с постоянным дебитом. В этом случае повышение напора ΔH в основной части пласта относительно уровня, достигнутого в конце откачки, описывается теми же зависимостями, что и понижение уровня при откачке. Таким образом, обработка данных здесь может проводиться так же, как для этапа упругого режима откачки. Для расчетов по скважинам-дублерам по прохождении времени упругого режима в покровном слое ($t_{уп}$), определяемом согласно (6.15), остаются в силе формулы (6.24) и (6.25) для определения μ с заменой в них данных снижения уровня на данные повышения уровня. При этом необходимо иметь в виду, что в это время в связи с резким изменением потока в капиллярной зоне величина μ может оказаться весьма переменчивой.

Рекомендации по расположению наблюдательных скважин. При откачке из совершенной скважины в двухслойном пласте для возможности полной интерпретации данных в основном пласте рекомендуется задавать не менее трех наблюдательных скважин (см. рис. 50), поскольку только при этом условии возможен расчет параметров перетекания по этапу ложностационарного режима.

Обоснованные рекомендации по расстояниям до пьезометров можно сделать только на основании предварительных (разведочных) расчетов и сопоставления с откачками-аналогами, исходя из того, чтобы ближайший пьезометр попадал в зону применимости уравнения Дюпюи при ложностационарном режиме (т. е. должно быть $r_1 < 0{,}3B$), а дальний пьезометр находился бы в зоне активного перетекания (т. е. должно быть $r_3 \cong B$). Ориентировочно при мощности пласта $m = 10$—30 м можно рекомендовать задавать $r_1 = m$, $r_2 = 2m$, $r_3 = (3 \div 4)\, m$.

Рядом с пьезометрами H_1 и H_2 нужно задавать пьезометры-дублеры H_1' и H_2' в верхнем слое с небольшим заглублением под уровень свободной поверхности. Здесь следует избегать значительного заглубления таких пьезометров под уровень особенно при большой длине рабочей части пьезометра. Такой пьезометр должен иметь «точечный» характер (практически его длина не должна превышать одного метра), поскольку в связи с перетеканием в покровном слое напоры существенно меняются по глубине, так что при соизмеримых размерах фильтра пьезометра и мощности покровного слоя интерпретация данных такого пьезометра становится нереальной. Кроме того, при неоднородном строении и большой мощности покровных отложений целесообразно добавить «точечный» пьезометр H_1'', закладываемый на границе литологических слоев.

§ 2. Откачки в относительно однородных пластах

2.1. Расчетные зависимости для условий стационарного режима

В пластах относительно однородного строения при понижении уровня свободной поверхности потока может заметно изменяться проводимость пласта, а искривление свободной поверхности обусловливает специфические деформа-

ции сетки движения вблизи скважин (рис. 51). Проявления этих факторов в формировании фильтрационного потока зависят от фильтрационного строения потока по вертикали.

Наиболее разработаны эти вопросы применительно к условиям схемы Дюпюи (однородного строения на горизонтальном водоупоре с осреднением градиентов напоров по вертикали). В этом случае расход радиального потока Q в любом сечении на расстоянии r от скважины имеет выражение

$$Q = 2\pi k r h_d \frac{dh_d}{dr}, \tag{6.29}$$

где h_d — глубина потока, определяемая на основании использования схемы Дюпюи. Разделив в выражении (6.29) переменные и произведя его интегрирование, получим уравнение Дюпюи для радиального потока

$$h_d^2 = h_c^2 + \frac{Q}{\pi k} \ln \frac{r}{r_c}, \tag{6.30}$$

где h_c — глубина потока в скважине, имеющей радиус r_c.

Переходя от глубины потока h_d к соответствующим понижениям уровня S_d относительно статического положения, определяемого начальной глубиной потока h_0, можно записать, что

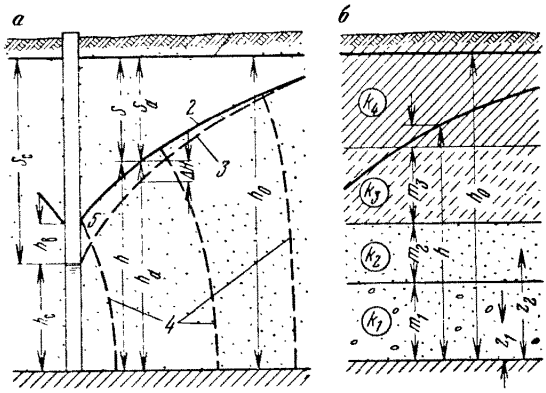


Рис. 51. Схема строения безнапорного фильтрационного потока:

а — структура безнапорного потока вблизи совершенной скважины; *б* — горизонтально-слоистый поток (*1* — статический уровень; *2* — свободная поверхность при откачке; *3* — кривая Дюпюи; *4* — линии равного напора; *5* — точка высачивания)

$$h_0^2 - h_d^2 = 2S_d(h_0 - 0{,}5S_d) = 2h_0 S^0, \tag{6.31}$$

$$h_0^2 - h_c^2 = 2S_c(h_0 - 0{,}5S_c) = 2h_0 S_c^0,$$

где S^0 и S_c^0 — приведенные понижения, имеющие выражения

$$S^0 = S_d\left(1 - \frac{S_d}{2h_0}\right), \quad S_c^0 = S_c\left(1 - \frac{S_c}{2h_0}\right). \tag{6.32}$$

Тогда уравнение (6.30) примет вид

$$S^0 = S_c^0 - \frac{Q}{2\pi k h_0} \ln \frac{r}{r_c}, \tag{6.33}$$

соответствующий уравнению Дюпюи (4.12) для напорного потока с исходной проводимостью $T = kh_0$.

Таким образом, в данном случае формальный учет уменьшения проводимости пласта в связи с понижениями уровня потока можно осуществить, вводя в расчетные зависимости, полученные для напорного пласта, приведенные понижения уровня, определяемые согласно (6.32).

Для общего случая горизонтальнослоистого безнапорного потока учет изменения проводимости с глубиной осуществляется введением функции Ги-

ринского G [4, 9], которая для сечения потока глубиной h, включающего в себя n слоев различной проницаемости, рассчитывается по формуле

$$G = \sum_{i=1}^{n} k_i m_i (h - z_i), \tag{6.34}$$

где k_i, m_i и z_i — коэффициент фильтрации, мощность и ордината середины i-го слоя (см. рис. 51, *б*).

Расчетные зависимости для этого случая также получаются введением приведенных понижений уровня S°, определяемых выражением

$$S^0 = \frac{G_0 - G}{T_0}, \tag{6.35}$$

где G_0 и G — значения функций Гиринского при начальном ($h = h_0$) и пониженном положении уровня свободной поверхности; T_0 — исходная проводимость пласта (при $h = h_0$).

Для практических расчетов целесообразно, определив согласно (6.34), значения G для различных глубин потока (начиная с $h = h_0$), построить график зависимости приведенного понижения S^0 от глубины потока h или от действительного понижения уровня $S = h_0 - h$. Переходя далее с помощью этого графика от замеренных понижений к приведенным, можно вести расчеты по зависимостям для напорного потока с постоянной проводимостью T_0.

Кривизна свободной поверхности (являющейся верхней границей безнапорного потока) обусловливает вертикальные деформации потока, которые вблизи скважины нарушают предпосылку Дюпюи (о постоянстве градиентов напора по вертикали), и распределение напоров приобретает здесь довольно сложный характер.

Наиболее резко эти вертикальные деформации проявляются у скважины, образуя в открытой скважине участок высачивания. Теоретический анализ, подтверждаемый экспериментальными данными, показывает [9], что при отсутствии нарушений прискважинной зоны величина участка высачивания может определяться по формуле

$$h_в = \sqrt{\left(0{,}73 \lg \frac{\sqrt{\bar{Q}}}{r_c} - 0{,}5\right)\bar{Q} + h_c^2} - h_c, \quad \bar{Q} = \frac{Q}{k}. \tag{6.30}$$

Для полного расчета параметров фильтрационного потока вблизи скважины имеются аналитические и численные решения, рассматривающие эти задачи для однородного потока в некоторых упрощающих предпосылках [5, 15, 19]. Однако сложность этих решений затрудняет их использование для практических целей.

Ниже приводится приближенное решение для построения свободной поверхности при откачке из совершенной скважины в однородном безнапорном потоке, основанное на применении модифицированной схемы перетекания. В такой постановке однородный безнапорный поток разделяется на два слоя одинаковой мощности. Осредняя мощность потока, можно записать следующие дифференциальные уравнения, описывающие баланс радиального потока в каждом из слоев:

$$\frac{1}{r} \cdot \frac{d}{dr}\left(r \frac{dh}{dr}\right) - 4 \frac{h - H_0}{\alpha_z h_{ср}^2} = 0, \quad \frac{1}{r} \cdot \frac{d}{dr}\left(r \frac{dH_0}{dr}\right) - 4 \frac{H_0 - h}{\alpha_z h_{ср}^2} = 0, \tag{6.37}$$

где H_0 — напор в нижней части пласта, $h_{ср}$ — осредненная глубина потока; α_z — коэффициент, учитывающий неравномерность вертикальных скоростей в каждом сечении. Считая

равномерным распределение горизонтальных скоростей для всего потока (между водоупором и свободной поверхностью), имеем $\alpha_z = {}^2/_3$ [4], а учитывая реальное распределение скоростей, можно принимать $\alpha_z = 0{,}8—0{,}9$. В работе [24] показано, что такая схема дает хорошие результаты не только для слоистых, но и для однородных потоков.

Вычитая уравнения (6.37) друг из друга, получаем уравнение для разницы напоров $\Delta H = h - H_0$ на свободной поверхности и по основанию потока:

$$\frac{1}{r}\cdot\frac{d}{dr}\left(r\frac{d\Delta H}{dr}\right)-\frac{8}{\alpha_z}\cdot\frac{\Delta H}{h_{\text{ср}}^2}=0. \tag{6.38}$$

Решение этого уравнения для откачки в неограниченном пласте при условии $\Delta H = h_{\text{в}}$ на скважине (при $r = r_{\text{с}}$) имеет вид

$$\Delta H = h_{\text{в}}\cdot\frac{K_0(br)}{K_0(br_{\text{с}})},\quad b=\frac{1}{h_{\text{ср}}}\sqrt{\frac{8}{\alpha_z}}. \tag{6.39}$$

Задавая далее $\alpha_z = 0{,}9$ и $h_{\text{ср}}$ равным глубине потока в расчетном сечении h, получаем

$$\Delta H = h_{\text{в}}\cdot\frac{K_0(\bar r)}{K_0(\bar r_{\text{с}})},\quad \bar r = 3\frac{r}{h},\quad \bar r_{\text{с}} = 3\frac{r_{\text{с}}}{h_{\text{с}}+h_{\text{в}}}. \tag{6.40}$$

Величина среднего напора h_d, определяемая для каждого сечения по уравнению Дюпюи (6.30), уже на небольшом расстоянии от скважины (порядка нескольких радиусов скважины) соответствует среднеарифметическому значению между напорами на свободной и водоупорной поверхностях. В соответствии с этим можно считать, что

$$h = h_d + 0{,}5\,\Delta H. \tag{6.41}$$

Сопоставление результатов расчетов по приведенным зависимостям с полученными численным путем (методом релаксации) свидетельствуют о достоверности рекомендуемых расчетных зависимостей [14].

Это решение применимо и при анизотропном строении пласта, когда следует только радиусы r и $r_{\text{с}}$ умножить на коэффициент анизотропии $\varkappa = \sqrt{k_z/k_r}$.

Из уравнения (6.40) можно найти расстояние, на котором разница напоров по вертикали будет несущественной; ориентировочно это можно считать при $r > h_0\sqrt{k_r/k_z}$.

2.2. Расчетные зависимости при нестационарном режиме

При нестационарном режиме фильтрации еще в большей мере проявляется влияние вертикальных сопротивлений потока, поскольку сработка гравитационных запасов на свободной поверхности создает дополнительный поток в вертикальном направлении. Кроме того, на формирование фильтрационного потока оказывает влияние динамика гравитационной емкости, обусловливаемая влиянием капиллярной зоны (см. § 2, гл. 1).

Если пренебречь влиянием капиллярной зоны, то на свободной поверхности задается кинематическое условие, которое при сравнительно небольших уклонах свободной поверхности записывается обычно в линеаризованной форме [4, 9, 15]:

$$\mu\frac{\partial S^0}{\partial t}+k_z\frac{\partial S^0}{\partial z}=0. \tag{6.42}$$

Изучение закономерностей нестационарной фильтрации при откачках в однородном потоке было начато Н. Боултоном [15, 16]$_8$ рассмотревшим решение дифференциального уравнения жесткого режима фильтрации для профильно-радиального потока при линеаризованной форме (6.42) условия на свободной

поверхности, задаваемого на плоскости ее начального положения *. Согласно этому решению понижение уровня свободной поверхности описывается уравнением

$$S = \frac{Q}{2\pi k h_0} V(\rho, \tau), \quad \rho = \frac{r}{h_0}, \quad \tau = \frac{kt}{\mu h_0}, \tag{6.43}$$

$$V(\rho, \tau) = \int_0^\infty \frac{1}{x} I_0(\rho x) [1 - \exp(-\tau x \operatorname{th} x)]\, dx. \tag{6.43а}$$

В табл. 10 приведены значения функции $V(\rho, \tau)$ по данным Н. Боултона [15].

Таблица 10

τ	Значения $V(\rho, \tau)$ при ρ, равном					
	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,5
0,05	0,214	0,092	0,051	0,032	0,021	0,008
0,2	0,756	0,358	0,207	0,132	0,088	0,035
1,0	1,844	1,183	0,826	0,599	0,443	0,220
5,0	2,785	2,096	1,696	1,416	1,203	0,832

Н. Боултоном приведены также асимптотические выражения функции $V(\rho, \tau)$ при малых τ

$$V(\rho, \tau) = \operatorname{Arsh} \frac{1}{\rho} + \operatorname{Arsh} \frac{\tau}{\rho} - \operatorname{Arsh} \frac{1+\tau}{\rho} + X_0(\rho, \tau) \tag{6.44}$$

и при больших τ

$$V(\rho, \tau) = \frac{1}{2} W(u) - X_1(\rho, \tau), \tag{6.44а}$$

причем значения $X_0(\rho, \tau)$ и $X_1(\rho, \tau)$ приведены в табл. 11.

Таблица 11

ρ	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,5
X_0 при $\tau = 0{,}05$	0,015	0,014	0,013	0,01	0,008	0,006	0,002
X_0 при $\tau = 0{,}2$	0,056	0,054	0,048	0,04	0,031	0,023	0,01
X_1 при $\tau = 1$	0,181	0,175	0,158	0,133	0,106	0,079	0,025
X_1 при $\tau = 5$	0,034	0,034	0,034	0,033	0,032	0,031	0,026

Анализ этих данных показывает, что в данном случае влияние вертикальной фильтрации на уровни свободной поверхности оказывается существенным при условии

$$t < t_T = (5 \div 10)\frac{\mu h_0}{k}, \tag{6.45}$$

* Такое упрощение в задании условия на свободной поверхности принималось и во всех последующих работах.

а при $t \geqslant t_T$ здесь можно пользоваться уравнением Тейса (4.1), принимая $a = kh_0/\mu$. Например, при $k = 10$ м/сут, $h_0 = 20$ м и $\mu = 0{,}2$ получим $t_T = 2—4$ сут, т. е. влияние вертикальной фильтрации может сказываться достаточно длительное время и с ним следует считаться.

В дальнейшем, отталкиваясь от анализа конкретных данных откачек в безнапорном потоке, в которых отмечался аномальный характер графиков прослеживания уровней, Н. Боултон ввел гипотетическое представление о динамике водоотдачи, предположив экспоненциальный характер изменчивости коэффициента гравитационной емкости, выражаемый зависимостью (1.23). Решение профильно-радиальной задачи при экспоненциальном характере изменения водоотдачи рассмотрели Н. Боултон и Дж. Понтин [17].

Решая задачу упругого режима фильтрации при откачке из однородно-анизотропного пласта, Ш. Н. Ньюман показал [22], что такой характер графиков прослеживания получается и без использования эмпирической предпосылки Н. Боултона об изменчивости водоотдачи *. Примеры рассчитанных кривых понижения напора по этому решению приведены на рис. 52.

Таким образом, при откачке в безнапорном потоке однородного строения на характер понижения уровней существенное влияние оказывают вертикальные сопротивления, обусловливающие значительную дифференциацию напоров по вертикали. Это положение подтверждается и данными конкретных опытных откачек [11, 22, 24]. Заметим, что иногда особенности режима снижения уровней при откачках в безнапорных пластах называют «эффектом Боултона» [1]. Однако такое название едва ли правомерно, поскольку представление Н. Боултона дает одностороннее толкование этих особенностей, не учитывающее такого важного фактора, как вертикальные сопротивления потока. Это обстоятельство имеет и важное практическое значение, поскольку влияние вертикальных сопротивлений изменяет характер снижения уровней по вертикали, а динамика водоотдачи одинаково влияет на все изменения уровней в каждом сечении.

Для практических расчетов наиболее удобно и эффективно учитывать роль вертикальной фильтрации в однородном пласте на основе предпосылок перетекания, когда в каждом сечении понижение уровня свободной поверхности S° связывается со средним понижением в этом сечении S уравнением (6.1). Такие построения могут использоваться и при однородном строении потока, где уравнение вертикального перетекания (6.1) применимо при среднем вертикальном сопротивлении, соответствующем расчетной мощности $h_0/3$ и вертикальному коэффициенту фильтрации k_z. Тогда для определения понижения уровня свободной поверхности $\overline{S}^\circ$ однородного безнапорного потока можно пользоваться выражением (6.11), при $\tau = 3k_z t/\mu h_0$. Сопоставление со строгим решением [24, 25] показывает, что такой прием дает не более 10% погрешности в определении S° при условии

$$r > 0{,}3h_0 \sqrt{\frac{k}{k_z}}. \tag{6.46}$$

Наряду с учетом вертикальных сопротивлений в нестационарном безнапорном потоке заслуживает внимания более обстоятельный учет динамики гравитационной емкости, обусловливаемой влиянием капиллярной зоны. Численное решение задачи для откачки в однородно-анизотропном безнапорном потоке

* Это обстоятельство дало основание Ш. Ньюману усомниться в реальности фактора изменчивости водоотдачи [22].

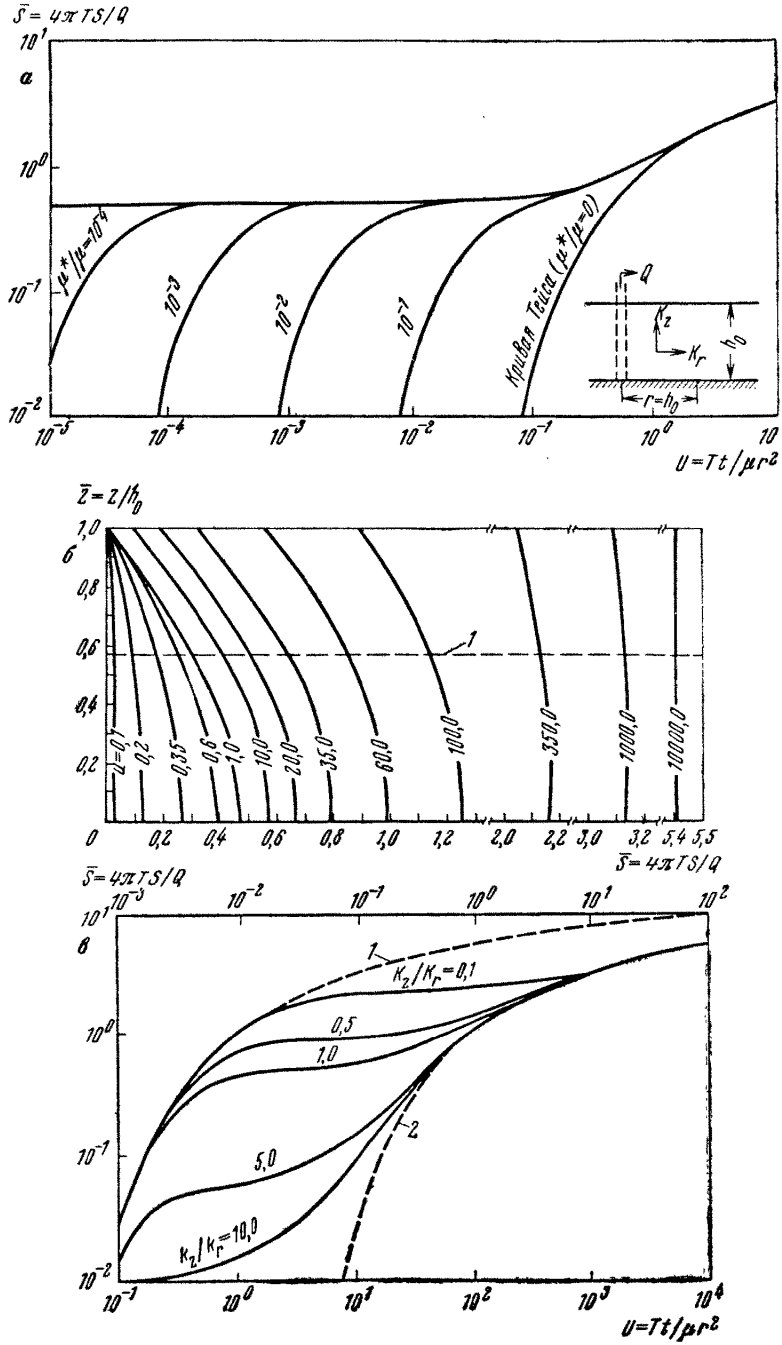


Рис. 52. Графики относительных понижений в безнапорном потоке (по Ш. Ньюману [22]):

а — данные для точки на подошве изотропного пласта при $r = h_0$; *б* — данные для распределения понижения по высоте изотропного пласта при $\mu^*/\mu = 0{,}01$ (*1* — положение среднего напора по сечению, цифры на кривых обозначают безразмерное время $\tau = Tt/\mu^* r^2$); *в* — данные для точки на подошве анизотропного пласта при $r = h_0$ и $\mu^*/\mu = 0{,}01$ (*1* и *2* — кривые Тейса для упругого и гравитационного режимов)

с учетом капиллярной зоны приведено в работах [19, 22]. Эти данные показывают, что характер графиков прослеживания в этом случае остается примерно таким же, как и при учете влияния вертикальных сопротивлений.

2.3. Методика интерпретации опытных откачек

Рассмотрим теперь особенности интерпретации откачки в потоке однородного или горизонтальнослоистого строения, при обосновании которых необходимо исходить из того, что на процессы формирования воронки депрессии при откачке в безнапорном потоке оказывают существенное влияние вертикальные сопротивления и динамика гравитационной водоотдачи, относительное значение которых зависит от фильтрационного строения потока. Наиболее сложный характер формирования безнапорного потока при откачке имеет место в непосредственной близости от скважины (примерно на расстоянии до половины мощности потока), где структурные деформации потока существенно зависят от его строения по вертикали и трудно поддаются математическому описанию. На большем удалении от скважины поток приобретает более спокойный характер, и для его описания может быть использована схема перетекания, в которой связь между снижениями среднего напора в пласте и уровня свободной поверхности выражается уравнениями (6.4), приближенно учитывающими вертикальные сопротивления гравитационной и капиллярной зоны. Соответственно среднее понижение напора потока при откачке с постоянным дебитом выражается уравнениями для двухслойного пласта, в которых фактор перетекания B имеет общее выражение

$$B = \sqrt{T\left(\frac{m_z}{k_z} + \frac{1}{\alpha}\right)}, \tag{6.47}$$

где k_z и m_z — коэффициенты фильтрации и расчетная мощность потока по вертикали; α — параметр экспоненциальной зависимости (1.23) для изменения коэффициента водоотдачи.

При относительно однородном строении потока по вертикали напоры в основном пласте соответствуют среднему по сечению напору, который теоретически фиксируется на глубине $0{,}42h$ под свободной поверхностью, а фактор перетекания имеет выражение (6.47) при $m_z = h_0/3$ и $T = kh_0$.

Кроме того, вблизи скважины должны быть учтены изменения напоров по вертикали, связанные с искривлением свободной поверхности. Для этого согласно (6.41) к замеренным понижениям напора должны добавляться величины $0{,}5\Delta H$, где ΔH определяется по формуле (6.40) при высоте высачивания, рассчитываемой согласно (6.36), причем в первом приближении для расчетов h_B можно задавать $\overline{Q} = 1{,}2S_c h_0$, а затем уточнять величину $\overline{Q}$, используя значение коэффициента фильтрации, полученное в первом приближении. Как следует из (6.40), на расстоянии от центральной скважины, примерно равном глубине потока h_0, поправки ΔH оказываются уже несущественными, и поэтому при $r \gg h_0$ можно считать $S = S_d$. После введения поправок в понижения напора дальнейший расчет ведется по тем же зависимостям, что и для двухслойного строения потока с постоянной проводимостью, соответствующей ее исходному значению T.

При горизонтальнослоистом строении безнапорного пласта, представленного слоями близкой проницаемости (обычно песками различной крупности), понижение среднего по сечению напора S фиксируется только совершенными наблюдательными скважинами (полностью вскрывающими водоносный пласт),

а понижение свободной поверхности — дублерными пьезометрами. В этом случае обработка данных снижения уровней также может проводиться по зависимостям, представленным для двухслойного пласта.

Следует иметь в виду, что при откачках в сравнительно однородных безнапорных пластах этап упругого режима обычно проходит очень быстро (в течение нескольких минут) и поэтому может не фиксироваться. Менее длительным (особенно при малой мощности пласта) может быть этап ложностационарного режима, но более развитым оказывается этап гравитационного режима.

В этом случае определение проводимости пласта следует осуществлять главным образом по данным площадного прослеживания. Для этого при наличии нескольких наблюдательных скважин понижения в точке перегиба на графиках временно́го прослеживания целесообразно нанести на график $\lg S$, $\lg r$ и наложить его на эталонный график $\lg K_0(\bar{r})$, $\lg \bar{r}$, после чего по любой паре совмещенных точек следует определить параметры T и B согласно (6.22).

При наличии двух наблюдательных скважин в первую очередь производится определение проводимости пласта по уравнению Дюпюи — Тима (5.6) на конечный период откачки, после чего по одной из точек рассчитывается величина $W_R = 4\pi TS/Q$. По табл. 3 приложения находится отношение R^2/r^2, а величина T уточняется по уравнению (5.31).

Изменения напоров в пласте (измеренных в средней части пласта или в совершенном пьезометре) можно обрабатывать так же, как это рекомендуется для двухслойного пласта, имея в виду, что в этом случае расчетное значение фактора перетекания представляется выражением (6.47). В первую очередь здесь рекомендуется использовать способ обработки, основанный на использовании уравнения (2.50) с выражением (6.13) для радиуса воронки депрессии (см. рекомендации, приведенные в § 1 этой главы). Кроме того, могут применяться различные варианты способа эталонных кривых для условий ложностационарного и гравитационного этапов режима снижения уровней, когда понижения уровней воды в пласте и на свободной поверхности описываются уравнениями (6.10), (6.12).

Для обработки данных снижения уровня на этапе гравитационного режима опытные точки понижения напора в пласте наносятся на график $S(t)$, построенный в билогарифмических координатах ($\lg S$, $\lg t$). Этот график накладывается на эталонный график для функции $W(\tau, \bar{r})$, построенный по данным табл. 9 приложения в координатах $\lg W$, $\lg \tau$ при различных $\bar{r}$, причем опытные и эталонные кривые для разных скважин должны совмещаться между собой так, чтобы для разных скважин выполнялось соотношение $r_1 : r_2 : r_3 \ldots = \bar{r}_1 : \bar{r}_2 : \bar{r}_3 \ldots$. Снимая с совмещенных графиков любые пары значений S и W, t и τ, получим значения параметров $T = W/4\pi S$ и $\chi_п/\mu = \tau/t$, а по соотношению r и $\bar{r}$ находим $B = r/\bar{r}$. Далее получим $\chi_п = T/B^2$ и найдем значение μ.

При наличии не менее трех пьезометров, установленных в основной части пласта, обрабатываются данные понижений $S_п(r)$ в точке перегиба графика временно́го прослеживания. Для этого опытные точки наносятся на билогарифмическом графике $S_п(r)$, который накладывается на эталонную кривую $K_0(\bar{r})$, построенную в логарифмических координатах. Как следует из уравнения (6.12), по сдвигу осей координат из соотношений $\lg (2\pi T/Q) = \lg K_0 - \lg S_п$ и $\lg B = \lg r - \lg \bar{r}$ получаются параметры T и B.

Данные восстановления уровня при откачке в однородном пласте могут обрабатываться только в самый начальный период, соответствующий этапу

упругого режима, — по зависимостям для понижения уровня с заменой в них S на ΔH при времени, отсчитываемом от момента остановки откачки. Возможность обработки последующих этапов представляется маловероятной из-за сложности протекающих при этом процессов.

Рекомендуемая схема расстановки пьезометров в сравнительно однородном безнапорном пласте показана на рис. 53. Здесь первый пьезометр (H_1) рекомендуется задавать при $r_1 = 0{,}5h_0$ и делать совершенным (или с прерывистым фильтром); при нем устанавливается дублер на свободную поверхность (H_1'). Затем на расстоянии $r_2 \cong h_0$ устанавливается пьезометр в средней части (H_2) с пьезометрами-дублерами у свободной поверхности и у подошвы пласта. Здесь по дублерам проверяется выравнивание напоров по вертикали (при однородном строении уровни в этих скважинах должны быть близки между собой). Кроме того, задаются скважины H_3 и H_4 на расстояниях $r_3 = 2h_0$ и $r_4 = 3h_0$ только на среднюю часть пласта. В однородном пласте их фильтры устанавливаются в интервале глубин (0,4—0,5) h_0 под свободной поверхностью, а в неоднородном пласте их обычно следует приурочивать к интервалу наиболее проницаемых

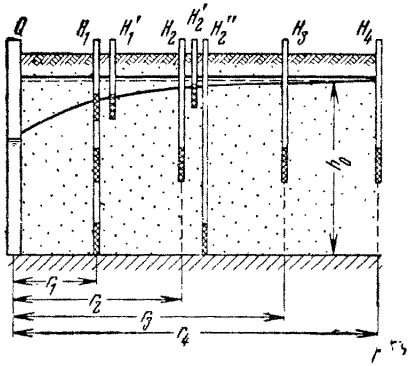
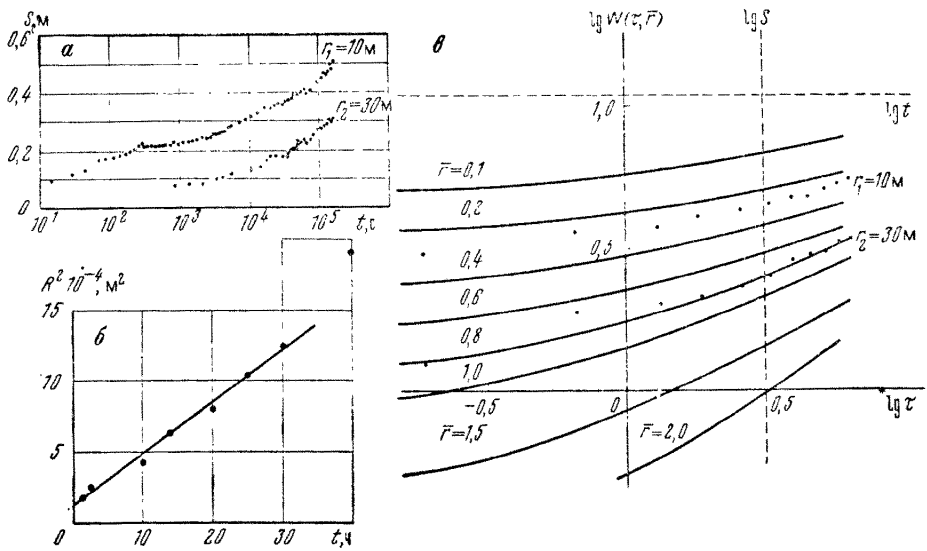


Рис. 53. Рекомендуемая схема расположения наблюдательных скважин в относительно однородном безнапорном потоке

Рис. 54. Данные для примера расчета откачки в безнапорном пласте:

а — опытные точки на графике временно́го прослеживания; *б* — график зависимости $R^2(t)$; *в* — наложение эталонных кривых на график lg S, lg t (опытные точки показаны мелкими кружками)



прослоев. При сравнительно небольшой мощности пластов все наблюдательные скважины целесообразно делать совершенными (для уменьшения длины фильтра такие скважины можно делать с прерывистым фильтром).

Следует предостеречь от распространенной ошибки (см. например, схемы откачек, приведенные на стр. 99 работы [1]) установки несовершенных пьезометров со сравнительно большой длиной фильтра, особенно при расположении их на разных уровнях. В таких пьезометрах по-разному будет сказываться влияние вертикальных сопротивлений потока и динамики водоотдачи, что резко осложняет интерпретацию данных нестационарного режима.

Пример обработки опытной откачки [23]. Опытной кустовой откачкой опробовался безнапорный пласт мощностью 8,2 м, сложенный среднезернистыми песками, которые в нижней части содержат гравийный материал, а в верхней имеют глинистые примеси. Откачка велась в течение 49 ч из практически совершенной скважины с постоянным расходом 1270 м³/сут. Скважина оборудовалась двумя совершенными наблюдательными скважинами на расстояниях $r_1 = 10$ м и $r_2 = 30$ м от центральной. Замеренные понижения уровней приведены на графике (рис. 54, *а*), из которого видно, что этап упругого режима здесь проходит очень быстро (примерно в течение 10 мин), а в основное время откачки четко проявляется этап гравитационного режима.

Расчет проводимости в первом приближении проводим по уравнению (5.6) на конечный момент откачки (при $t = 10^5$ с), когда $S_1 = 0{,}43$ м, $S_2 = 0{,}26$ м и

$$T = 0{,}366\,\frac{1270}{0{,}17}\cdot \lg 3 = 1300 \text{ м}^2/\text{сут}.$$

Затем по понижению S_1 находим $W_R = 4\pi TS_1/Q = 5{,}52$ и по таблице этой функции (см. табл. 3 приложения) определяем соответствующее значение $R^2/r^2 = 1750$ м и $R = 420$ м. После этого уточняем значение T по формуле (5.31)

$$T = \frac{1270}{2\pi \cdot 0{,}17}\left(\ln 3 - \frac{30-10}{420}\right) = 1250 \text{ м}^3/\text{сут}.$$

Проведя таким же путем расчет величины R при $T = 1250$ м²/сут, получим значение $T = 1240$ м²/сут, которое и можно принять за расчетное.

Проведем далее расчеты зависимости R^2 (t) для ближайшей наблюдательной скважины (при $r = 10$ м), также находя величины R^2 из таблицы функции W_R.

t, ч	1,4	2,5	10	14	20	25	30	35	40
S_1, м	0,27	0,30	0,34	0,37	0,39	0,41	0,43	0,44	0,46
$W_R = 12{,}25S_1$	3,3	3,66	4,15	4,52	4,75	5,0	5,25	5,37	5,6
R^2/r^2	178	255	425	630	800	2030	2330	1500	1900
$10^{-4}R^2$, м	1,78	2,55	4,25	6,3	8,0	10,3	13,3	15,0	19,0

График рассчитанной зависимости R^2 (t) приведен на рис. 54, *б*. Как видно, до времени $t = 30$ ч $= 1{,}1\cdot 10^5$ с опытные точки на этом графике хорошо ложатся на прямую линию. По величине $12B^2 = 1{,}3\cdot 10^4$ м² отрезка, отсекаемого этой прямой на оси R^2, находим $B^2 = 1080$ м², $B = 33$ м и $\chi_п = T/B^2 = 1{,}15$ 1/сут, а по ее уклону $\Delta R^2/\Delta t$ получим значение $12T/\mu = 3660$ м²/ч, откуда $T/\mu = 7320$ м²/сут и $\mu = \frac{1240}{7320} = 0{,}17$. Если далее определить коэффициенты фильтрации в горизонтальном и вертикальном направлении (k и k_z), то при $h_0 = 8{,}2$ м получим $k = \frac{1240}{8{,}2} = 150$ м/сут и $k_z = \chi_п \frac{h_0}{3} = 1{,}15\cdot\frac{8.2}{3} =$ $= 3{,}1$ м/сут. Поэтому различие вертикальной и горизонтальной проницаемости получается значительным.

Обращает на себя внимание аномальное положение последних точек на графике $R^2(t)$, связанное, по-видимому, с влиянием посторонних факторов или с какими-либо нарушениями в ходе процесса.

Проведем далее обработку данных временно́го прослеживания способом эталонной кривой, накладывая на опытные точки, нанесенные на графике $\lg S$, $\lg t$ кривые эталонного графика, построенного в координатах $\lg W(\tau, \bar{r})$, $\lg \tau$, с учетом того, чтобы точки двух наблюдательных скважин накладывались на кривые с соотношением $\bar{r}_2 : \bar{r}_1 = 3$. Такое положение хорошо прослеживается при $\bar{r}_1 = 0{,}27$ и $\bar{r}_2 = 0{,}8$ (рис. 54, *в*), что дает $B = r_1/\bar{r}_1 = 37$ м. По сдвигу графиков получается $\lg(4\pi T/Q) = 1{,}05$ и $\lg(\chi_п/\mu) = 0{,}55$, что дает $T = 1130$ м²/сут и $\chi_п/\mu = 3{,}98$ 1/сут, а затем $\chi_п = T/B^2 = 0{,}81$ 1/сут, $\mu = 0{,}20$, $k_z = 0{,}81 \times \times \frac{8.2}{3} = 2{,}2$ м/сут. Как видно, расчеты по уравнению интегрального баланса и способу эталонных кривых дают близкие значения T и μ, но заметно различающиеся значения характеристик перетекания (B и k_z). Заметим, что Ш. Ньюман, обрабатывая данные этой откачки способом эталонных кривых [22], получил заметно искаженные результаты ($T = 70{,}2$ м²/ч $= 1700$ м²/сут и $\mu = 0{,}05$), поскольку при наложении кривых не учитывал соотношение между значениями $\bar{r}$ для разных скважин.

§ 3. Откачки вблизи реки

Довольно широкое распространение имеют откачки вблизи водотоков (рек, каналов) или водоемов (озер, водохранилищ). В дальнейшем для краткости водоток или водоем будем называть рекой, поскольку случай откачки у реки является наиболее распространенным.

В безнапорном фильтрационном потоке, формирующемся вблизи реки, могут существовать два режима фильтрации: свободный, когда в потоке, фильтрующемся из водоема, происходит разрыв сплошности, так что река оказывается как бы подвешенной над грунтовым потоком, и подпертый, когда под рекой формируется сплошной фильтрационный поток, гидравлически связанный с ней. Случай свободного режима фильтрации из реки может специально не рассматриваться, ибо при этом фильтрация из водоема не оказывает существенного влияния на характер снижения уровней в процессе откачки, так что при обработке откачки наличие подвешенной реки может не учитываться. Поэтому в дальнейшем будет рассматриваться только случай подпертого режима фильтрации. Заметим, что при мощном водоотборе зона свободного режима фильтрации может образоваться в процессе откачки. Такого положения допускать не следует, поскольку частичный переход подпертого режима фильтрации в свободный резко осложняет методику обработки данных опытных откачек, исключая возможность использования аналитических решений.

Типичной схемой строения ложа реки является двухслойная (рис. 55, *а*). В этом случае подпертый режим фильтрации сохраняется до тех пор, пока уровни воды в основном водоносном пласте не понижаются ниже подошвы экранирующего слоя.

По данным откачек из скважин, располагаемых у реки, обычно определяется проводимость пласта и сопротивление ложа водоема. Для использования аналитических решений берег реки в зоне влияния откачки должен быть прямолинейным.

В режиме изменения уровней при откачке у реки выделяются следующие качественные закономерности (рис. 55, *в*): в начальный период, когда еще не проявляется влияние реки, формируются этапы упругого (I) и ложностационарного (II) режима и начинается формирование гравитационного режима (этап III). Затем в связи с влиянием реки изменения уровней начинают стабилизироваться, стремясь к своему стационарному положению (этап IV). При интерпретации таких откачек обработка данных нестационарного режима ведется только для начального периода, когда еще не сказывается влияние реки, —

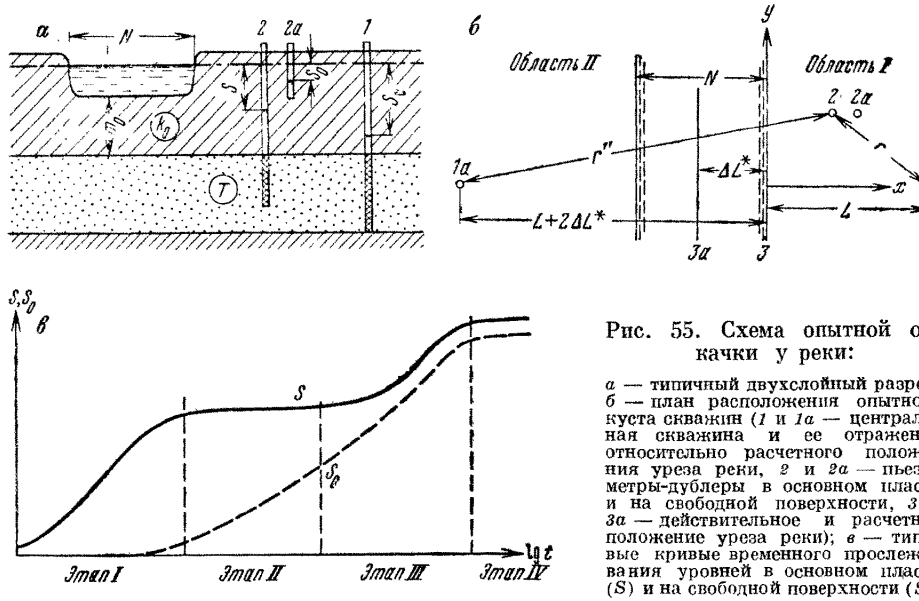


Рис. 55. Схема опытной откачки у реки:

а — типичный двухслойный разрез; *б* — план расположения опытного куста скважин (*1* и *1а* — центральная скважина и ее отражение относительно расчетного положения уреза реки, *2* и *2а* — пьезометры-дублеры в основном пласте и на свободной поверхности, *3* и *3а* — действительное и расчетное положение уреза реки); *в* — типовые кривые временного прослеживания уровней в основном пласте (S) и на свободной поверхности (S_0)

используя приведенные в § 1 и § 2 способы обработки данных для неограниченного потока. Обработка данных откачки у реки с учетом ее влияния проводится при стационарной фильтрации. Следует подчеркнуть, что при диагностике данных такой откачки необходимо убедиться в достижении истинной стабилизации уровней (этап IV), не относя к ним данные этапа ложностационарного режима. Наиболее четко такая диагностика проводится путем сопоставления уровней в ярусных пьезометрах, располагаемых в основной части пласта и на свободной поверхности.

3.1. Расчетные зависимости

При обосновании расчетных зависимостей для фильтрационного потока под рекой можно использовать предпосылки перетекания, записывая здесь дифференциальное уравнение для понижения напора S в виде

$$\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} - b^2 S = 0, \quad b = \sqrt{\frac{k_0}{m_0 T_0}}, \tag{6.48}$$

где T_0 — проводимость потока под рекой (которая в общем случае может быть не равной проводимости основного пласта T); k_0 и m_0 — коэффициент фильтра-

ции и мощность экранирующего слоя. В остальной части потока при стационарной фильтрации выполняется линеаризованное уравнение планового потока (6.48) при $b = 0$. «Сшивание» решений для различных областей потока производится при условиях равенства напоров и расходов потока на контурах уреза реки.

Во всех случаях при построении аналитических решений берега реки задаются в плане прямолинейными и параллельными.

Решение этой задачи получено Э. М. Хохлатовым [12] на основе применения преобразования Фурье $\hat{S}$ вида (2.46), которое приводит исходные двухмерные дифференциальные уравнения к одномерным:

под рекой вне реки

$$\frac{d^2\hat{S}}{dx^2} - (\sigma^2 + b^2)\,\hat{S} = 0, \quad \frac{d^2\hat{S}}{dx^2} - \sigma^2\hat{S} = 0. \tag{6.48a}$$

Решение этой системы уравнений для сформулированных выше условий имеет вид:

в области I в области II

$$\hat{S} = \frac{Q}{4\pi T}\,(F_1 + F_2 + F_3); \quad \hat{S} = \frac{Q}{4\pi T}\,(F_2 - F_3), \tag{6.49}$$

где

$$F_1 = \frac{1}{\sigma}\left[e^{-(x-L)\,\sigma} - e^{-(x+L)\,\sigma}\right], \quad \gamma = \frac{T_0}{T},$$

$$F_2 = \frac{e^{-(x+L)\,\sigma}}{\sigma + \gamma\sqrt{\sigma^2 + b^2}\,\mathrm{th}\,(0{,}5N\sqrt{\sigma^2 + b^2})},$$

$$F_3 = \frac{e^{-(x+L)\,\sigma}}{\sigma + \gamma\sqrt{\sigma^2 + b^2}\,\mathrm{cth}\,(0{,}5N\sqrt{\sigma^2 + b^2})}, \tag{6.49a}$$

причем для вычисления функций F_2 и F_3 в области за рекой вместо x должно подставляться расстояние x' от точки до противоположного берега.

Переход к оригиналам (понижениям) производится по общей зависимости (2.46а), согласно которой имеем:

в области I в области II

$$S = \frac{Q}{2\pi T}\left(\ln\frac{r'}{r} + \Delta\bar{S}\right), \quad S = \frac{Q}{2\pi T}\,\Delta\bar{S}', \tag{6.50}$$

где

$$\Delta\bar{S} = I_1 + I_2, \quad \Delta\bar{S}' = I_1 - I_2, \tag{6.50a}$$

$$I_1 = \int_0^\infty F_2\cos(\sigma y)\,dy, \quad I_2 = \int_0^\infty F_3\cos(\sigma y)\,dy. \tag{6.50б}$$

Э. М. Хохлатовым составлены подробные таблицы значений $\Delta\bar{S}$ и $\Delta\bar{S}'$ при ряде значений параметра $\nu = 2bN$; при $\nu = 1$ эти данные приведены в табл. 12.

Для реки (водоема) неограниченной ширины ($N \to \infty$) на линии $y = 0$ при $\gamma = 1$ ($T_0 = T$):

$$I_1 = I_2 = \frac{\pi}{2}\left[H_1(\bar{x}) - N_1(\bar{x}) - \frac{2}{\pi\bar{x}}\right], \quad \bar{x} = b\,(x + L), \tag{6.51}$$

где H_1 и N_1 — функции Струве и Неймана.

В более простой постановке эта задача рассматривается при условии, что поток под рекой можно считать направленным по нормали к берегу. Тогда построение расчетных зависимостей для потока под рекой можно произвести на основе метода фильтрационных сопротивлений, согласно которому связь между расходами и напорами по берегам реки описывается системой «береговых»

Таблица 12

ФУНКЦИИ $\overline{\Delta S}$ И $\overline{\Delta S}'$ ПРИ $bN=2$

$\bar{y}=bu$	Значение $\Delta\bar{S}$ (верхние цифры) и $\Delta\bar{S}'$ (нижние цифры) при $\bar{x}$, равном						
	0,01	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
0	5,20 0,246	3,00 0,237	2,36 0,228	1,76 0,21	1,45 0,195	1,24 0,182	1,09 0,172
0,1	2,95 0,246	2,65 0,236	2,25 0,227	1,74 0,211	1,44 0,196	1,24 0,163	1,08 0,172
0,4	1,60 0,239	1,62 0,231	1,58 0,222	1,44 0,206	1,28 0,192	1,14 0,181	1,03 0,17
1,0	0,81 0,207	0,844 0,202	0,866 0,196	0,883 0,185	0,873 0,175	0,844 0,166	0,807 0,157

сопротивлений $\Delta\Phi$ и сопротивления «проскока» $\Delta\Phi^\circ$, соединяемых по схеме треугольника (см. § 1, гл. 2). Эти сопротивления удобно характеризовать эквивалентными длинами планового потока ΔL и ΔL°, причем для потока единичной ширины

$$\Delta\Phi=\frac{\Delta L}{T},\quad \Delta\Phi=\frac{\Delta L_0}{T}. \tag{6.52}$$

При двухслойном строении ложа водоема и $T_0=T$ величины ΔL и ΔL° определяются следующими выражениями:

$$\Delta L=\frac{1}{b}\operatorname{cth}\left(\frac{bN}{2}\right),\quad \Delta L^0=\frac{1}{b}\operatorname{sh}(bN). \tag{6.53}$$

В такой постановке, как показано в [3, 10], решение заметно упрощается, причем для створа $y=0$ в (6.50б) следует положить

$$I_1=F(u_1),\quad I_2=F(u_2),\quad F(u)=e^uW(u) \tag{6.54}$$

при

$$u_1=\lambda_1\bar{x},\quad u_2=\lambda_2\bar{x},\quad \lambda_1=\gamma\operatorname{th}\bar{N},\quad \lambda_2=\gamma\operatorname{cth}\bar{N},$$

$$\bar{x}=b(x+L),\quad \gamma=\frac{T_0}{T},\quad \bar{N}=0{,}5bN. \tag{6.54а}$$

При этом для расчетов в зоне II координата $x=x'$ отсчитывается от противоположного берега (см. рис. 54, *б*).

Сопоставление с рассмотренным выше строгим решением показывает, что с погрешностью до 10% приближенное решение (6.54) применимо в случае $\bar{N}\leqslant 2$ при $x+L>0{,}5N$, а при $\bar{N}>2$ определение величин I_1 и I_2 может производиться согласно (6.54), допуская погрешности ε, оцениваемые по выражению $\varepsilon=0{,}1/\bar{x}$.

Наиболее простой расчетной схемой учета сопротивления ложа водоема является сдвиг уреза реки на расчетное расстояние ΔL^*, которое для реки ограниченной ширины определяется соотношением [9, 13]:

$$\Delta L^*=\Delta L\cdot\frac{\Delta L^0}{\Delta L+\Delta L^0}, \tag{6.55}$$

причем при двухслойном строении ложа водоема

$$\Delta L^* = \frac{1}{b}\operatorname{cth}(bN). \tag{6.55а}$$

Выражение для понижения уровня в зоне I по этой схеме будет

$$S = \frac{Q}{2\pi T}\ln\frac{r''}{r}, \tag{6.56}$$

где

$$r'' = \sqrt{(L + 2\Delta L^* + x)^2 + y^2} \tag{6.56а}$$

(r'' — расстояние от фиктивной скважины, отраженной относительно сдвинутой границы на расстояние ΔL^* — см. рис. 54, *б*).

Сопоставление со строгим решением [12] показало, что для водоема неограниченной ширины (когда $\Delta L^* = \Delta L$) выражение (6.56) дает очень хорошее согласование со строгим решением, значительно превосходя по точности более сложное приближенное решение, в котором функции I_1 и I_2 имеют выражения (6.54). Поэтому для реки (водоема) значительной ширины (при $bN > 1$) можно уверенно пользоваться уравнением (6.56). Вместе с тем из тех же сопоставительных расчетов следует, что для реки ограниченной ширины погрешности выражения (6.56) становятся уже более значительными: относительные погрешности в определении величины $\Delta\bar{S}$ достигают 13% при $bN = 0{,}5$ и резко возрастают при $bN < 0{,}1$.

В этом случае, стремясь к сохранению удобной формы расчетов (со сдвигом уреза реки на величину ΔL^*), можно определить ΔL^* так, чтобы расчеты по уравнению (6.56) совпадали со строгим решением. Для этого рекомендуется формула

$$\Delta L^* = \frac{1}{b}\operatorname{cth}(nbN), \tag{6.57}$$

где n — поправочный коэффициент, который, согласно проведенным Э. М. Хохлатовым расчетам для створов, проходящих нормально урезу водоема при $y = 0$ и $\bar{y} = 1$, может определяться в зависимости от безразмерных величин $\bar{x} = b(L + x)$ и $\bar{N} = bN$, по данным табл. 13 и 14.

Таблица 13

$\bar{N} = bN$	Значения n при $y=0$ и $\bar{x}$, равном					
	0,1	0,5	1	2	5	10
0,1	1,73	1,66	1,61	1,54	1,42	1,32
0,2	1,68	1,59	1,53	1,44	1,32	1,23
1,0	1,61	1,44	1,33	1,24	1,13	1,08

Таблица 14

$\bar{N}$	Значения n при $\bar{y}=1$ и $\bar{x}$, равном					
	0,1	0,5	1	2	5	10
0,1	1,65	1,62	1,58	1,52	1,41	1,32
0,2	1,56	1,53	1,49	1,42	1,31	1,22
1,0	1,29	1,28	1,26	1,21	1,13	1,08

Из приведенных данных видно, что величина n меняется в сравнительно небольших пределах, что обусловливает удобство использования предлагаемой формы расчетной зависимости.

3.2. Обработка данных опытных откачек

Для определения проводимости пласта наиболее удобно проводить обработку данных изменений уровня на сравнительно небольшом удалении от центральной скважины, где можно производить расчеты без учета влияния реки. Исходя из уравнения (6.56), можно видеть, что при использовании уравнения Дюпюи здесь допускается погрешность в определении проводимости:

$$\varepsilon_t = \frac{d \ln r''}{d \ln r}. \tag{6.58}$$

Из уравнения (6.58) можно получить выражения для расстояний r_ε, на которых погрешность ε_t не будет превышать допускаемой величины. Так, для створа, направленного от скважины нормально к урезу реки (при $y = 0$), получим

$$r_\varepsilon = 2L_0 \frac{\varepsilon_m}{1+\varepsilon_t}, \quad L_0 = L + \Delta L^*; \tag{6.59}$$

в частности, $r_\varepsilon = 0{,}18L_0$ при $\varepsilon_t = 0{,}1$.

Для створа, направленного от скважины параллельно реке (при $x = L$), получим

$$r_\varepsilon = 2L_0 \sqrt{\frac{\varepsilon_m}{1-\varepsilon_t}}, \tag{6.59а}$$

где $r_\varepsilon = 0{,}67L_0$ при $\varepsilon_t = 0{,}1$.

Если же взять на створе, проходящем через скважину нормально к урезу реки, две точки, симметричные относительно скважины, и принять по ним среднее значение уровня, то получим

$$r_\varepsilon = 2L_0 \sqrt{\frac{\varepsilon_m}{1+\varepsilon_t}}, \tag{6.59б}$$

где $r_\varepsilon = 0{,}6L_0$ при $\varepsilon_t = 0{,}1$.

Таким образом, для определения проводимости пласта рекомендуется использовать данные изменения уровней в наблюдательных скважинах, располагаемых, параллельно реке на расстоянии $<^2/_3 L_0$. В этом случае расчеты можно вести без учета влияния реки. Точно так же можно вести расчеты и для изменений уровней в наблюдательных скважинах, располагаемых вблизи центральной скважины по лучу, нормальному реке, особенно, если в качестве расчетной использовать средние уровни в симметричных, относительно центральной скважины, точках.

Вне этой зоны расчеты проводимости приходится вести с учетом влияния реки. При этом для оценки сопротивления ложа водоема весьма эффективным является использование данных наблюдений за естественным режимом в прибрежной зоне до (или после) проведения откачки, наличие которых позволяет существенно упростить обработку данных опытной откачки.

Не останавливаясь на методике определения сопротивления ложа водоема по данным режимных наблюдений, отметим только, что для реки сравнительно ограниченной ширины (при $N < \Delta L$) следует учитывать полную систему сопротивлений и определять расчетную величину сдвига уреза ΔL^* по формулам

(6.55). Если при этом величина ΔL° по данным режимных наблюдений не определялась, то предварительно следует найти коэффициент перетекания b, пользуясь данными зависимости величины $\beta = 2bN$ от $\lambda = \Delta L/2N$, приведенными в табл. 15.

Таблица 15

λ	0,2	0,25	0,3	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0	1,5	2,0
β	5,0	4,2	3,6	2,7	2,45	2,13	1,77	1,64	1,27	1,0
λ	2,5	3	4	5	7	10	20	30	50	100
β	0,96	0,86	0,74	0,65	0,54	0,46	0,34	0,26	0,2	1,14

Определив далее величину ΔL^* из (6.55а), найдем для каждой точки наблюдательной скважины значение r''. После этого для понижений уровней в наблюдательной скважине при стационарном режиме строим график площадного прослеживания в координатах S, $\lg r''/r$. Если опытные точки на этом графике ложатся на прямую линию, то снимая с графика любую точку, определим проводимость пласта по формуле

$$T = 0{,}366 \frac{Q}{S} \lg \frac{r''}{r}. \tag{6.60}$$

Кроме того, при $r'' = 2L_0 = 2(L + \Delta L^*)$ и $r = r_c$ получим расчетное понижение в центральной скважине S_c^0, по которому находится потеря напора в прискважинной зоне $\Delta S_c = S_c - S_c^0$.

При отсутствии данных по параметру сопротивления ложа водоема и необходимости его оценки следует использовать данные стационарных понижений уровней как вблизи центральной скважины, так и на удалении от нее (вблизи реки). При этом по ближайшим к центральной наблюдательным скважинам можно определить величину проводимости (по приведенным выше зависимостям), а затем по данным понижений в скважинах, расположенных вблизи реки, — найти параметр сопротивления ложа реки для каждой наблюдательной скважины по уравнению

$$\Delta L^* = 0{,}5\left\{\sqrt{\left[r \exp\left(\frac{2\pi TS}{Q}\right)\right]^2 - y^2} - L - x\right\}. \tag{6.61}$$

Если же по ближайшим скважинам не удается установить проводимость пласта, то величина ΔL^* определяется путем подбора по соотношению понижений S_1 и S_2 в двух наблюдательных скважинах (с координатами соответственно r_1, x_1, y_1 и r_2, x_2, y_2) из уравнения

$$\frac{S_1}{S_2} = \frac{\lg r_1''/r_1}{\lg r_2''/r_2}, \tag{6.62}$$

где

$$r_1'' = \sqrt{(L + 2\Delta L^* + x_1)^2 + y_1^2}, \quad r_2'' = \sqrt{(L + 2\Delta L^* + x_2)^2 + y_2^2}, \tag{6.62а}$$

Приведенные зависимости применимы только в области I (на том берегу, где ведется откачка). При использовании данных наблюдательных скважин, располагаемых на противоположном берегу реки, при условии $N < L$ в расчетных зависимостях следует получить расчетное расстояние r'' из соотношения:

$$\lg \frac{r''}{r} = 0{,}435\,[F(u_1) - F(u_2)], \tag{6.63}$$

где функция $F(u)$ определяется по табл. приложения, а u_1 и u_2 выражаются согласно (6.54а) при $x = x'$.

3.3. Рекомендации по постановке и проведению опытных откачек

При выборе местоположения опытного куста следует иметь в виду, что для применения изложенных выше способов расчета уреза реки в зоне влияния откачки должен быть относительно прямолинейным, — в противном случае для обработки данных опытной откачки приходится использовать моделирование на бумажной или сеточной модели ЭГДА, что существенно осложняет интерпретацию опытных данных.

Обоснования схемы куста и расстановки скважин относительно реки пока не разработаны. Можно только предполагать, что, исходя из необходимости формирования планового потока в зоне влияния откачки, центральная скважина должна отстоять от уреза водоема не менее чем на две-три мощности пласта; при этом центральная скважина может быть и несовершенной. Заметим, что при очень близком расположении скважины к реке (на расстоянии, меньшем мощности пласта) обработка данных опытной откачки становится неосуществимой.

При обосновании расстановки наблюдательных скважин можно придерживаться следующих рекомендаций: две наблюдательные скважины располагаются на луче вдоль уреза реки на расстояниях примерно $^1/_3L$ и $^2/_3L$ от центральной скважины, а еще две скважины устанавливаются на луче от центральной скважины перпендикулярно к урезу реки на расстоянии $0{,}5L$ и вблизи уреза (но не ближе половины мощности пласта). Для реки небольшой ширины следует, кроме того, предусмотреть наблюдательную скважину на другом берегу. Такой вариант является минимальным. Кроме того, очень полезно перед завершением откачки (при стабилизированном режиме уровней) провести гидродинамическую съемку воронки депрессии путем бурения дополнительных наблюдательных скважин с единовременными замерами в них уровней.

Существенные осложнения в интерпретации таких опытных откачек возникают также в том случае, если происходят заметные колебания уровней в реке. При этом в каждый момент времени необходимо корректировать статические уровни в наблюдательных скважинах с учетом нестационарного режима фильтрации. Можно представить себе два пути решения этой задачи: во-первых, построением коррелятивных связей между уровнями воды в реке и в наблюдательных скважинах, получаемым на основании режимных наблюдений, и, во-вторых, расчетами по уравнениям нестационарной фильтрации с параметрами, определяемыми по данным режимных наблюдений в период отсутствия откачки. Однако в настоящее время ни один из этих путей не имеет ясного обоснования и практической апробации. Поэтому опытные откачки в периоды существенных колебаний уровней в водотоках проводить не следует.

Глава 7

НЕСОВЕРШЕННЫЕ СКВАЖИНЫ

Опробования несовершенных скважин обычно производятся в пластах значительной мощности и могут быть направлены либо на определение проводимости и емкостных свойств пласта, заменяя более дорогие опробования в совершенных скважинах, либо на оценку неоднородности строения пласта по вертикали (последнее направление наиболее характерно для опробования скальных и полускальных пород на объектах гидротехнического строительства и горных работ).

§ 1. Исходные расчетные зависимости

1.1. Гидродинамические модели несовершенных скважин

Приток к несовершенным скважинам имеет сложный и еще недостаточно изученный характер. При отсутствии существенных деформаций прискважинной зоны, искажающих ее сопротивление, и пренебрегая гидравлическими потерями внутри скважины, на стенке рабочей части скважины (фильтра) в строгой гидродинамической постановке задается условие постоянного напора (понижения напора), соответствующего уровню воды в скважине. При этом приток к скважине оказывается неравномерным по высоте, интенсифицируясь у концевых участков скважин. Решения фильтрационных задач в такой постановке оказываются весьма затруднительными и для практического использования неприменимы. Имеются лишь некоторые их результаты, которые могут быть использованы в качестве тестовых примеров [11]. В реальных условиях характер притока к несовершенным скважинам еще более осложняется за счет влияния сопротивления фильтра, слоистости пласта, а иногда и влияния гидравлических потерь в скважине. Эти обстоятельства дают основание (по крайней мере на первом этапе исследования) использовать для несовершенных скважин более простые приближенные гидравлические модели, наибольшее распространение из которых получила модель линейного источника-стока с равномерной интенсивностью притока — оттока по его длине.

Расчетные зависимости для понижения напора под действием равномерного линейного источника — стока приведены в § 2, гл. 2, — это уравнения (2.19) для стационарного и (2.20) для нестационарного режимов при постоянном расходе источника-стока.

Особого обоснования для линейного источника-стока требует построение расчетных зависимостей для понижения напора в скважине. Формально можно получить выражение для понижения напора S_c на стенке скважины из выражения (2.19) при $r = r_c$, однако при этом S_c оказывается зависящим от z, т. е. переменным по высоте скважины, что является следствием принятого условия постоянства интенсивности притока к линейному источнику-стоку. Для задания расчетного напора на стенке скважины используются различные искусственные приемы. В частности, по М. Маскету [8], расчетное понижение задается на расстоянии $l/8$ от конца фильтра (при $z = \pm {}^3/_8 l$). В. Д. Бабушкиным [1] было получено решение из условия равенства объемов внутри эквипотенциальной поверхности $S = S_c$ и объема скважины. В. Н. Николаевским [9] и Н. Н. Веригиным [5] было предложено отождествлять понижение уровня в скважине со средним понижением на поверхности скважины, получаемом интегрированием выражения (2.19) для S при $r = r_c$ в пределах от $-0{,}5l \leqslant z \leqslant 0{,}5l$.

При всех способах задания расчетного понижения на скважине с учетом того, что при больших значениях аргумента можно считать $\operatorname{Arsh} x \cong \ln 2x$, для S_c получается выражение вида

$$S_c = \frac{Q}{2\pi k l} \ln \frac{\alpha l}{r_c}, \tag{7.1}$$

где величина α представляет собой числовой коэффициент, зависящий от способа задания расчетного понижения скважин. В частности, по М. Маскету, В. Д. Бабушкину и В. М. Насбергу, $\alpha = 0{,}66$, по Н. Н. Веригину и В. Н. Ни-

колаевскому, $\alpha = 0{,}735$. Для характерного диапазона значений $l = 3 - 10$ м и $r_c = 0{,}05$—$0{,}1$ м из (7.1) получим упрощенную формулу

$$Q = (0{,}5 \div 0{,}7)\, klS_c, \tag{7.2}$$

которой можно пользоваться для оценки расхода существенно несовершенных скважин (при $l \ll m$).

При нестационарном режиме фильтрации для фундаментального случая откачки из несовершенной скважины с постоянным дебитом Q в неограниченном однородном пласте будем искать зависимости для понижения S_c в действующей скважине путем замены скважины линейным источником-стоком и задания расчетного напора на скважине при $r = r_c$ и $z = \frac{3}{8} l$. Тогда, исходя из выражения (2.41), для точечного стока получим выражение для понижения напора в скважине

$$S_c = \frac{Q}{2\pi kl}\left(\overline{S}_l^0 - \overline{S}_t^0\right), \quad \overline{S}_l^0 = \ln \frac{0.66l}{r_c}, \tag{7.3}$$

$$\overline{S}_t^0 = \int_{-0,5l}^{0,5l} \frac{dz_0}{\rho_c} \Phi\left(\frac{\rho_c}{2\sqrt{at}}\right), \quad \rho_c = \sqrt{r_c^2 + \left(\frac{3}{8} l - z_0\right)^2}. \tag{7.3а}$$

Расчеты интеграла $\overline{S}_t^0$, проведенные Г. С. Туманской на ЭЦВМ «Проминь», показали, что при достаточно больших t, практически определяемых условием $at > 0{,}05l$, его можно с точностью до 1% аппроксимировать выражением

$$\overline{S}_t^0 = \frac{1}{\sqrt{\pi(\theta - 0{,}12)}}, \quad \theta = \frac{4at}{l^2}, \tag{7.4}$$

Сопоставляя значения $\overline{S}_t^0$ и $\overline{S}_l^0$, можно оценить влияние нестационарного режима на понижение в центральной скважине. Для приближенной оценки можно положить (при реальных размерах скважин, что $\overline{S}_l^0 \cong 5$. Тогда из (7.4) следует, что стабилизация режима в несовершенной скважине наступает при времени

$$t \geqslant 0{,}03 \frac{l^2}{a}\left(\frac{1}{10\varepsilon_s} + 1\right), \tag{7.5}$$

где ε_s — допускаемая погрешность в определении понижения напора в скважине. В частности, при характерных для откачек в песчаных пластах значениях $l = 7$ м, $a = 10^4$ м^2/сут и $\varepsilon_s = 0{,}05$ из (7.5) получим, что стабилизация понижения в скважине наступает при $t \geqslant 10$ мин, т. е. довольно быстро. Однако при уменьшении порядка величины a влияние нестационарного режима может уже оказаться вполне существенным.

Для анализа способов задания расчетного напора в скважине с использованием линейного источника-стока проведем численное сопоставление расчетов по этим способам с расчетами для скважины, на поверхности которой задается условие постоянного напора (изменения напора S_c). Такое решение будем искать, задавая на линейном стоке неравномерное распределение потока по ступенчатому графику и находя далее распределение удельного расхода между отдельными участками из условия наилучшего выравнивания напоров на поверхности скважины радиуса r_c. Расчеты показали [6], что для скважины с относительными размерами $l/r_c = 20$—100 вполне удовлетворительный результат получается для стока, состоящего из 12 неравномерных элементов, распределение которых по длине скважины показано на рис. 56, где приведены также

значения получившихся таким путем безразмерных понижений напора на стенке скважины (ввиду симметрии здесь дана только верхняя половина скважины). Сопоставление значений безразмерных величин $\bar{S} = 4\pi klS_c/Q$, полученных при выравненном напоре на стенке скважины, с расчетами по выражению (7.1) показывает [6], что в диапазоне значений $l/r_c = 20—100$ задание в формуле (7.1) $\alpha = 0{,}66$ дает результаты расчетов, практически совпадающие с данными при задании постоянного напора на сценке скважин (расхождение менее 1%).

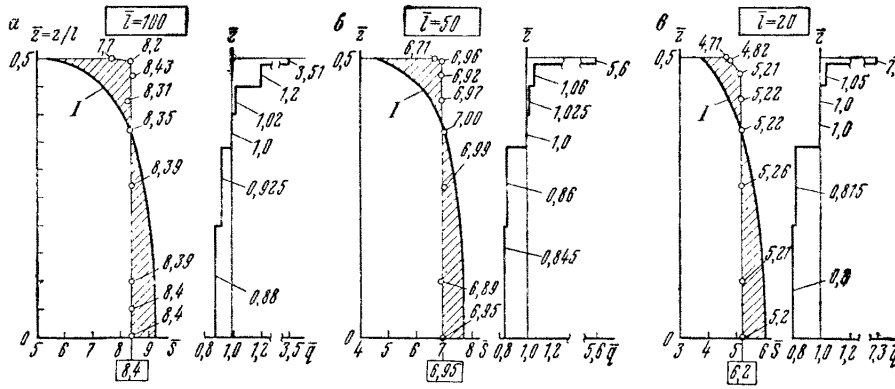


Рис. 56. Эпюры безразмерных понижений $\bar{S} = 4\pi klS_c/Q$ и безразмерных удельных притоков $\bar{q} = ql/Q$ по длине скважины:
а — при $l/r_c = 100$; *б*—при $l/r_c = 50$; *в* — при $l/r_c = 20$

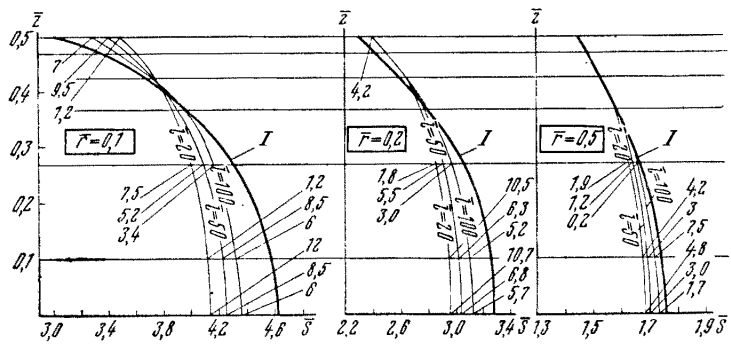


Рис. 57. Эпюры безразмерных понижений $\bar{S} = 4\pi klS/Q$ при действии несовершенной скважины в неограниченном пласте:

тонкие линии — при заданном напоре (понижении) на стенке скважины, жирная линия (I) — для равнопритоточного линейного стока ($\bar{r} = r/l$, $\bar{z} = z/l$)

в то время как при $\alpha = 0{,}735$ результаты расчетов получаются несколько худшими (расхождение до 3,5%). Для практических расчетов будем далее с некоторым округлением принимать в расчетах в формуле (7.1) $\alpha = 0{,}7$.

Сопоставительные данные для оценки расчетов понижений в области потока, примыкающей к скважине, приведены на рис. 57. Из этих данных следует, что погрешности использования линейного стока возрастают с уменьшением величины l/r_c, причем максимальные ошибки получаются для точек, располагающихся против середины фильтра скважины. Считая допустимой погрешность расчетов ~5%, получим, что модель линейного стока применима при удалении расчетной точки от скважины на расстоянии, большем $0{,}5l$, а на удалении, большем l, погрешность модели линейного стока практически исчезает.

Существенное упрощение расчетных зависимостей достигается при замене возмущающей скважины точечным источником-стоком, помещенным в середине скважины. Приведем данные оценки погрешностей использования этой модели скважины для наиболее простых условий однородного неограниченного пласта, полагая, что усложнение граничных условий будет одинаковым образом сказываться на действии обеих моделей.

На рис. 58 представлено распределение относительных погрешностей

$$\delta_{тл} = \frac{S_л - S_т}{S_л} 100\%,$$

где $S_т$ и $S_л$ — понижения напоров от действия точечного и линейного стоков, определяемые по формулам (2.18) и (2.19). Эти данные позволяют утверждать, что при допустимой погрешности ~5% применение зависимостей для точечного стока, располагаемого посередине скважины, возможно для точек, отдаленных от ближайшей точки скважины на расстоянии порядка длины фильтра l.

Повысить точность точечного стока, как модели несовершенной скважины, можно, вводя в формулу (2.18) вместо r_0 расчетное значение расстояния $r°$, задаваемое выражением

$$r^0 = \sqrt{r' r''}, \qquad (7.6)$$

где r' и r'' — расстояния до характерных точек скважины, которые задаются при $z = \pm 0{,}3l$ (см. рис. 58). В этом случае для точек, отдаленных от скважины на расстояние не менее $0{,}5l$, расчеты дают погрешность не более 5%, а на расстояние l эта погрешность снижается до 1—2%, т. е. определение расчетного расстояния до точечного стока согласно (7.6), позволяет (по крайней мере при $l \leqslant 100 r_c$) вести расчеты по зависимостям точечного стока с такой же достоверностью, что и по зависимостям линейного стока. Этот вывод без дополнительных ограничений справедлив и для условий нестационарной фильтрации, когда для повышения точности расчетов можно рекомендовать определять величину r_0 по формуле

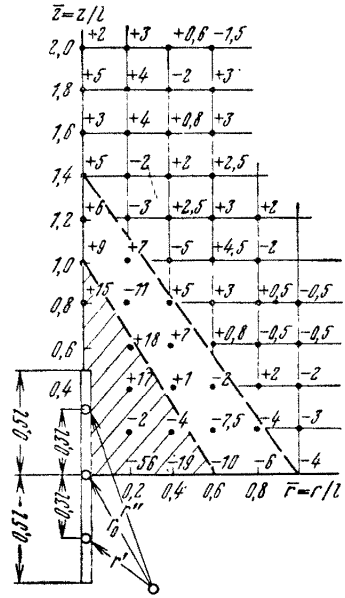


Рис. 58. Распределение относительной разницы понижений $\rho_{тл}$% для линейного и точечного стоков (цифрами показаны значения $\rho_{тл}$ в точках, косой штриховкой покрыта область с $\rho_{лт} > 10\%$, а квадратной сеткой с $\rho_{лт} \leqslant 5\%$, кружком показана точка, в которой определяется расчетное расстояние $r°$ до точечного стока

$$r^0 = l/P(\bar{r}, \bar{z}). \qquad (7.6а)$$

Таким образом, на основании данных сопоставительного анализа можно рекомендовать в качестве основного приема для расчетов несовершенной скважины использовать ее замену точечным источником-стоком. Расчетное расстояние $r°$ до такого источника-стока определяется следующим путем: на удалении от скважины, большем $0{,}5l$, — по формуле (7.6), а на удалении, большем $1{,}5l$, можно считать $r° = r_0$. Для определения понижения в центральной скважине

из сопоставления выражений (2.18) и (7.1) при $\alpha = 0{,}7$ следует формула для расчетного радиуса r_c^0 источника-стока:

$$r_c^0 = \frac{0.217l}{\lg \dfrac{0.7\,l}{r_c}}. \tag{7.7}$$

Вблизи несовершенной скважины целесообразно представлять зависимости для понижения напора в следующей форме:

$$S = S_т + \Delta S_{лт} + \Delta S_{сл}, \tag{7.8}$$

где $S_т$ — понижение от точечного источника-стока, расположенного в середине скважины; $\Delta S_{лт}$ — разница понижений от действия линейного и точечного источников-стоков; $\Delta S_{сл}$ — разница понижений от действия реальной скважины и линейного источника-стока. Удобство такой формы записи зависимостей заключается в том, что из-за локальности влияния членов $\Delta S_{лт}$ и $\Delta S_{сл}$ они обычно могут определяться по зависимостям для неограниченного потока. Так, сопоставляя выражения (2.18) и (2.19), получим

$$\Delta S_{лт} = \frac{Q}{4\pi k}\left[\frac{P(\bar{r}, \bar{z})}{l} - \frac{1}{r_0}\right]. \tag{7.9}$$

Определение величины $\Delta S_{сл}$ более сложно. Для этого необходимо учесть реальное распределение притока к скважине по ее длине. Методика такого расчета и некоторые результаты приведены в работе [6]. Однако величина $\Delta S_{сл}$ имеет практическое значение только в области, непосредственно примыкающей к скважине (ближе чем $0{,}5l$), где наблюдательные скважины располагать нецелесообразно. Поэтому в реальных расчетах величиной $\Delta S_{сл}$ можно пренебречь.

Применительно к условиям опытных откачек необходимо также оценить возможность использования модели точечной наблюдательной скважины, поскольку в действительности происходит осреднение понижения по длине ее фильтра. Такая задача рассматривалась В. Д. Бабушкиным [2] и Н. Н. Веригиным [5]. Для оценки правомерности допущения о «точечном» характере пьезометра приведем значения погрешностей, вызываемых заменой среднего напора по длине его фильтра напором в середине фильтра. Такие расчеты наиболее просто осуществить для условия неограниченного неоднородного пласта при стационарном режиме фильтрации, задаваясь одинаковой длиной фильтров возмущающей (центральной) и наблюдательной скважин при расположении их друг против друга. В этом случае, как показано Н. Н. Веригиным [5], величина безразмерного понижения определяется выражением

$$\bar{S} = \frac{4\pi k l S}{Q} = \operatorname{Arsh}\frac{l}{r} + \frac{r}{l} - \sqrt{1 + \left(\frac{r}{l}\right)^2}. \tag{7.10}$$

Сопоставление значений среднеинтегральных понижений на фильтре наблюдательной пьезометрической скважины и понижений в точке, располагающейся в середине фильтра, показывает [6], что при равных длинах фильтров центральной и наблюдательной скважин, область, где осреднением понижений нельзя пренебрегать, ограничивается размерами $r = 0{,}6l$ при $z = 0$ и $z = 1{,}5l$ при $r = 0$, т. е. замена наблюдательной скважины точечным фильтром практически допустима в области применения зависимостей для точечного стока.

1.2. Построение расчетных зависимостей в однородном пласте

Исходя из изложенных выше рекомендаций, построение расчетных зависимостей будем проводить, основываясь на модели точечного источника-стока применительно к условиям изотропного пласта. При этом следует иметь в виду, что эти решения применимы для анизотропного пласта с коэффициентами фильтрации k_r и k_z. Если заменить радиальную координату r на $\varkappa r$ и задать расчетный коэффициент фильтрации равным его среднегеометрическому значению, то $k = \sqrt{k_r k_z}$ (см. § 2, гл. 2).

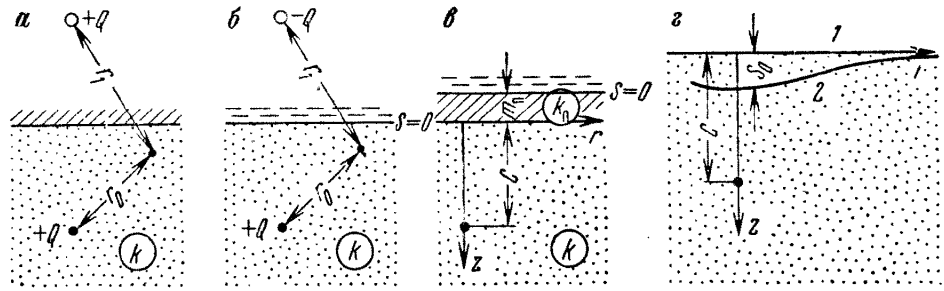


Рис. 59. Схема расположения источников-стоков:

а — в полуограниченном по мощности пласте; *б* — у границы I рода; *в* — у полупроницаемой границы *г* — у свободной поверхности (*1* и *2* — исходное и пониженное положение свободной поверхности)

Полуограниченные по мощности пласты. Схема полуограниченного по мощности пласта применяется при расположении скважины вблизи кровли или подошвы пласта, когда учитывается только влияние ближайшей границы, а другая считается отнесенной в бесконечность.

Влияние плоской непроницаемой границы кровли или подошвы пласта учитывается по методу отражений путем введения фиктивного симметрично отраженного источника-стока (рис. 59, *а*), так что в этом случае понижение напора определяется суммированием понижений от действия реального и отраженного источников-стоков. Например, для точечного источника-стока, для которого в неограниченном по мощности пласте используется уравнение (2.17), получим

$$S = \frac{Q}{4\pi k}\left(\frac{1}{r_0}\operatorname{erfc}\lambda_0 + \frac{1}{r_1}\operatorname{erfc}\lambda_1\right), \quad \lambda_0 = \frac{r_0}{2\sqrt{at}}, \quad \lambda_1 = \frac{r_1}{2\sqrt{at}}. \qquad (7.11)$$

Соответственно наличие плоской границы I рода (с заданным напором) учитывается заданием зеркально отраженного источника-стока с переменой знака его расхода. Для точечного источника-стока, располагаемого вблизи такой границы (рис. 59, *б*), получим

$$S = \frac{Q}{4\pi k}\left(\frac{1}{r_0}\operatorname{erfc}\lambda_0 - \frac{1}{r_1}\operatorname{erfc}\lambda_1\right). \qquad (7.12)$$

При наличии в кровле пласта относительно слабопроницаемых отложений может использоваться решение для точечного источника-стока, располагаемого вблизи плоскости, представляющей собой полупроницаемую границу (рис. 59, *в*), на которой задается граничное условие III рода:

$$\frac{\partial S}{\partial z} = \beta S, \quad \beta = \frac{k_п}{k m_п}. \qquad (7.13)$$

Такое условие характерно, например, для контура экранированного водоема (водотока) при расположении скважины под его дном. Решение этой задачи может быть получено введением вспомогательной функции $\varphi = S - \frac{1}{\beta}\frac{dz}{ds}$ и после преобразований представляется в таком виде

$$S = S_1 + \frac{Q}{2\pi k} e^{\beta z} \int_{\infty}^{z} \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{1}{r_1}\operatorname{erfc}\lambda_1\right) e^{-\beta z}\, dz =$$

$$= S_2 + \frac{Q}{2\pi k}\beta e^{\beta z} \int_{\infty}^{z} \frac{e^{-\beta z}}{r_1}\cdot \operatorname{erfc}\lambda_1 \cdot dz, \quad \lambda_1 = \frac{r_1}{2\sqrt{at}}, \tag{7.14}$$

причем S_1 и S_2 определяются из выражений (7.11) и (7.12), как решения для источника-стока вблизи границы I или II рода. Прямое решение этой задачи приведено в работе [17]. Значения интегралов, входящих в выражение (7.14), в общем случае могут быть получены численным путем.

Для стационарного режима это решение примет вид

$$S = \frac{Q}{4\pi k}\left[\frac{1}{r_0} + \frac{1}{r_1} - 2\beta e^{\beta(z+c)}\cdot I(r,\ c+z)\right], \tag{7.15}$$

где

$$I(x,\ y) = \int_{y}^{\infty} \frac{e^{-\beta\xi}}{\sqrt{x^2+\xi^2}}\, d\xi. \tag{7.16}$$

В частности, при $r = 0$.

$$S = \frac{Q}{4\pi k(c+z)}\left[\frac{c+z}{|c-z|} + 1 - 2f_3(\bar{c}+\bar{z})\right], \tag{7.17}$$

где

$$f_3(x) = xe^x W(x), \quad \bar{c} = \beta c, \quad \bar{z} = \beta z,$$

причем в точке $r = 0$ и $z = 0$

$$S = \frac{Q}{4\pi kc}[1 - f_3(\bar{c})]. \tag{7.17а}$$

Значения функции $f_3(x)$ представлены следующими данными:

x	0,01	0,02	0,05	0,1	0,3	0.5	0,7
$f_3(x)$	0,041	0,069	0,13	0,202	0.366	0,46	0,528

x	1.0	1,5	2,0	3,0	5,0	10
$f_3(x)$	0,595	0,672	0,722	0,786	0,852	0,915

При больших значениях аргумента можно пользоваться представлением функции $f_3(x)$ в виде ряда

$$f_3(x) = 1 - \frac{1}{x} + \frac{2!}{x^2} - \frac{3!}{x^3} + \frac{4!}{x^4} - \ldots \tag{7.17б}$$

из которого следует, что максимальная погрешность перехода к границе I рода может оцениваться величиной $\bar{c}$.

Для точечного стока, находящегося вблизи свободной поверхности (рис. 59, *г*), имеются решения задачи нестационарной фильтрации, описываемой уравнением Лапласа, т. е. в предположении жесткого режима фильтрации

внутри потока. При этом на свободной поверхности задается линеаризованное условие (6.42), а расчетное положение свободной поверхности принимается неизменным (на плоскости $z = 0$).

Как показано В. К. Беляковой [3], и Н. Боултоном [16], для решения фундаментальной задачи в такой постановке условие на свободной поверхности учитывается путём задания двух фиктивных источников-стоков: одного симметричного, той же интенсивности, что и реальный, а другого зеркально отраженного, с удвоенной интенсивностью, движущегося от точки $z = -c$ со скоростью k/μ. Соответственно для решения фундаментальной задачи (при постоянном расходе источника-стока Q) предложено уравнение

$$S = \frac{Q}{4\pi k r_0}\left[1 + \frac{r_0}{r_1} - \frac{2r_0}{\sqrt{r^2 + \left(z + c + \frac{k}{\mu}t\right)^2}}\right]. \qquad (7.18)$$

Решение ряда тестовых задач на электроинтеграторе показало [13], что задание линеаризованного граничного условия на плоскости начального положения свободной поверхности допустимо в том случае, если понижение уровня S° над скважиной удовлетворяет условию $S^\circ \leqslant 0{,}2c$, которое согласуется также с рекомендациями Г. Дагана.

Ограниченные по мощности пласты. При построении решений для пласта ограниченной мощности, в кровле и подошве которого задаются граничные условия I и II рода, применение метода отражений требует задания бесконечного числа отраженных источников-стоков, создающих симметричную (или зеркально-симметричную) систему относительно каждой из границ (кровли или подошвы).

Расстояния $r_{к,\,i}$ и $r_{п,\,i}$ от расчетной точки до отраженного стока — номера i относительно кровли и подошвы пласта (рис. 60) будут

$$r_{к,\,i} = \sqrt{r^2 + (z_{к,\,i} + z)^2}, \quad r_{п,\,i} = \sqrt{r^2 + (z_{п,\,i} - z)^2}, \qquad (7.19)$$

где $z_{к,\,i}$ и $z_{п,\,i}$ — координаты отраженных источников-стоков, причем для нечетных номеров

$$z_{к,\,i} = c + (i-1)\,m, \quad z_{п,\,i} = (i+1)\,m - c, \qquad (7.19а)$$

а для четных номеров

$$z_{к,\,i} = im - c, \quad z_{п,\,i} = im + c. \qquad (7.19б)$$

Знаки отраженных источников-стоков берутся по правилам отражений — с сохранением знака при отражении относительно непроницаемой границы и изменением знака при отражении относительно границы I рода.

Для изолированного пласта — при непроницаемой кровле и подошве пласта (схема *а* на рис. 60) все отраженные источники-стоки имеют тот же знак, что и действительный. Поэтому выражение для понижения напора представится здесь видом

$$S = \frac{Q}{4\pi k}\left[\frac{1}{r_0}\operatorname{erfc}\lambda_0 + \sum_{i=1}^{\infty}\left(\frac{1}{r_{к,\,i}}\operatorname{erfc}\lambda_{к,\,i} + \frac{1}{r_{п,\,i}}\operatorname{erfc}\lambda_{п,\,i}\right)\right], \qquad (7.20)$$

где

$$\lambda_0 = \frac{r_0}{2\sqrt{at}}, \quad \lambda_{к,\,i} = \frac{r_{к,\,i}}{2\sqrt{at}}, \quad \lambda_{п,\,i} = \frac{r_{п,\,i}}{2\sqrt{at}}. \qquad (7.20а)$$

Для открытого пласта, когда кровля и подошва его являются границами I рода (схема *б* на рис. 60), при отражениях источники-стоки меняют свой знак и выражение для понижения здесь примет вид

$$S=\frac{Q}{4\pi k}\left[\frac{1}{r_0}\operatorname{erfc}\lambda_0+\sum_{i=1}^{\infty}(-1)^i\left(\frac{1}{r_{к,\,i}}\operatorname{erfc}\lambda_{к,\,i}+\frac{1}{r_{п,\,i}}\operatorname{erfc}\lambda_{п,\,i}\right)\right], \qquad (7.21)$$

где все обозначения остаются такими же, как и в (7.20а).

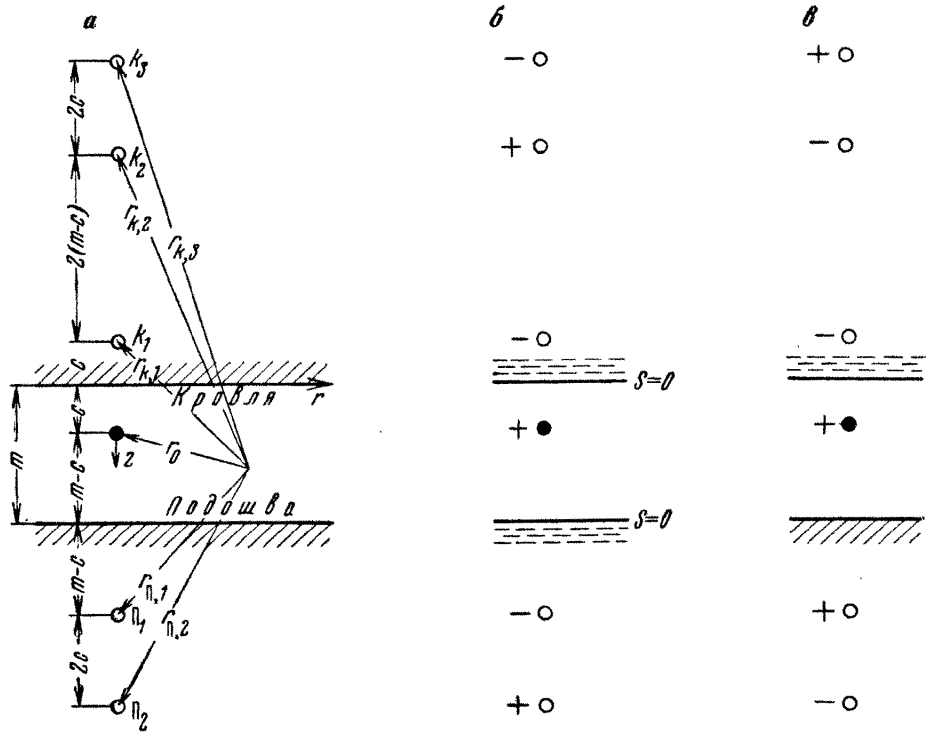


Рис. 60. Построение отраженных точечных источников-стоков в однородном пласте ограниченной мощности (*а*, *б* и *в*) при различных условиях на подошве и кровле пласта

Для полуоткрытого пласта, когда кровля его является границей I рода, а подошва непроницаема (схема *в* на рис. 60), источники-стоки меняют знаки при отражении их через кровлю и сохраняют знаки при отражении через подошву. Поэтому выражение для S здесь будет иметь более сложную запись:

$$S=\frac{Q}{4\pi k}\left[\frac{1}{r_0}\operatorname{erfc}\lambda_0+\sum_{i=1,\,3,\,5\,\ldots}^{\infty}(-1)^{\frac{i-1}{2}}\left(\frac{1}{r_{к,\,i}}\operatorname{erfc}\lambda_{к,\,i}+\frac{1}{r_{п,\,i}}\operatorname{erfc}\lambda_{п,\,i}\right)+\right.$$

$$\left.+\sum_{i=2,\,4,\,6\,\ldots}^{\infty}(-1)^{i/2}\left(\frac{1}{r_{к,\,i}}\operatorname{erfc}\lambda_{к,\,i}+\frac{1}{r_{п,\,i}}\operatorname{erfc}\lambda_{п,\,i}\right)\right]. \qquad (7.22)$$

Решения для стационарного режима получаются из этих выражений в том случае, если положить в них $\operatorname{erfc} \lambda_{к,\,i} = \operatorname{erfc} \lambda_{п,\,i} = 1$. В открытом и полуоткрытом пласте решение для стационарного режима имеет конечное выражение, а получающиеся при этом знакопеременные ряды обычно достаточно хорошо сходятся.

Для изолированного пласта построение расчетных зависимостей заслуживает особого рассмотрения. В этом случае использование для расчетов выражения (7.20) удобно лишь в начальный период времени, когда можно ограничиваться учетом только нескольких первых членов ряда. Для стационарного режима (когда $\operatorname{erfc} \lambda_i = 1$) этот ряд является расходящимся и его непосредственное использование становится невозможным. Поэтому для больших периодов времени применяется [5, 11, 12] другая структура расчетной зависимости вида

$$S = \frac{Q}{4\pi T}[W(r,\ t) + \zeta], \tag{7.23}$$

где $W(r,\ t)$ — безразмерная функция совершенной скважины (см. § 2, гл. 2), а $\zeta = \zeta(r, z, c, m, l, t)$ — безразмерная дополнительная функция, учитывающая гидродинамическое несовершенство возмущающей скважины.

Анализ показывает [2, 6, 8], что влияние несовершенства скважины проявляется лишь в ограниченной области (на расстоянии одной — двух мощностей пласта), а на бо́льших расстояниях поправкой ζ можно пренебречь, проведя расчеты, как для откачки из аналогичной совершенной скважины. При наступлении квазистационарного режима в области влияния несовершенства скважины величина ζ практически не зависит от времени. Начало этого периода характеризуется временем $t'_{кв}$, для которого М. Хантуш [12, 18] получил выражение

$$t'_{кв} = \frac{m^2}{2a}. \tag{7.24}$$

Покажем далее способы определения величины ζ при квазистационарном режиме влияния несовершенства скважины, представляющем обычно наибольший практический интерес.

Поскольку величина ζ характеризует разницу действий несовершенной и совершенной скважины, то ее выражение можно представить в форме следующего ряда:

$$\zeta = \frac{1}{\bar{l}} P(\bar{r},\ \bar{z}_0) - P\left(\bar{r},\ \frac{2}{\bar{l}} - z\right) + \sum_{i=1}^{\infty} \Delta P_{к,\,i}, \tag{7.25}$$

$$\Delta P_{к,\,i} = \frac{1}{\bar{l}} P(\bar{r},\ \bar{z}_{к,\,i} - \bar{z}) - P(\bar{r}^{\circ},\ \bar{z}^{\circ}_{к,\,i}),\quad \bar{z}_{к,\,i} = \frac{z_{к,\,i}}{l},\quad \bar{z}^{\circ}_{к,\,i} = \frac{z^{\circ}_{к,\,i}}{m},\quad \bar{r}^{\circ} = \frac{r}{m};$$

$$\Delta P_{п,\,i} = \frac{1}{\bar{l}} P(\bar{r},\ \bar{z}_{п,\,i} - \bar{z}) - P(\bar{r}^{\circ},\ \bar{z}^{\circ}_{п,\,i}),\quad \bar{z}_{п,\,i} = \frac{z_{п,\,i}}{l},\quad \bar{z}^{\circ}_{п,\,i} = \frac{z^{\circ}_{п,\,i}}{l}, \tag{7.25а}$$

где $z_{к,\,i}$, $z_{п,\,i}$ — ординаты центров отраженных источников-стоков, определяемые согласно (7.19а, б), а $z^{0}_{к,\,i}$, $z^{0}_{п,\,i}$ — ординаты отражений совершенной скважины (рис. 61). Этот ряд довольно быстро сходится и удобен для вычислений, тем более, что уже для второго отражения линейные источники-стоки можно заменить на точечные и считать, что

$$\Delta P_{к,\,i} = \frac{m}{r_{к,\,i}} - \frac{m}{\sqrt{r^2 + [(i-0{,}5)\,m + z]^2}},\quad \Delta P_{п,\,i} = \frac{m}{r_{п,\,i}} - \frac{m}{\sqrt{r^2 + [(i+0{,}5)\,m + z]^2}}. \tag{7.25б}$$

Таблицы значений ζ приведены в работах [5, 20], однако их использование затруднительно, поскольку ζ в общем случае зависит от четырех независимых переменных и требует при расчетах сложного интерполирования среди весьма обширного табличного материала. Более удобный способ расчета ζ получается в том случае, если, исходя из структуры выражения (7.25), представить ζ в форме

$$\zeta = \frac{1}{\bar{l}}(P_0 + P_{к,1} + P_{п,1}) - 2\left(\ln\frac{m}{r} + 1\right) - \Delta\zeta, \tag{7.26}$$

где P_0, $P_{к,1}$, $P_{п,1}$ — значения функций $P(\bar{r}, \bar{z})$ для скважины и ее первых отражений относительно кровли и подошвы пласта

$$P_0 = P(\bar{r}, \bar{z}^0), \quad P_{к,1} = P(\bar{r}, \bar{c} + \bar{z}),$$

$$P_{п,1} = P\left(\bar{r}, \frac{2}{\bar{l}} - \bar{c} - \bar{z}\right),$$

$$\bar{c} = \frac{c}{l}, \quad \bar{z} = \frac{z}{l}, \quad \bar{l} = \frac{l}{m},$$

$$\bar{r} = \frac{r}{l}, \quad \bar{z}^\circ = \frac{z^\circ}{l} = \frac{\bar{c} - \bar{z}}{l}, \tag{7.26а}$$

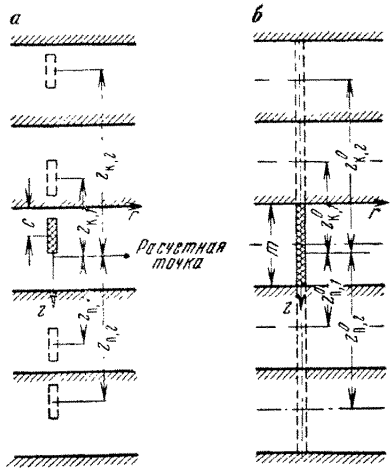


Рис. 61. Расположение отраженных линейных источников-стоков в однородном изолированном пласте:

а — для несовершенной скважины; *б* — для совершенной скважины

которые находятся в таблице, приведенной в приложении, причем для $P_{к,1}$ и $P_{п,2}$ обычно можно использовать следующие приближенные формулы

$$P_{к,1} = \frac{l}{r_0'}, \quad r_0' = \sqrt{r^2 + (c+z)^2} \text{ при } r_0' > 2{,}5l, \tag{7.26б}$$

$$P_{п,1} = \frac{l}{r_0''}, \quad r_0'' = \sqrt{r^2 + (2m - c - z)^2} \text{ при } r_0'' > 2{,}5l. \tag{7.26в}$$

Значения дополнительного члена $\Delta\zeta$, учитывающего влияние всех остальных отображений, представлены в табл. 16. Как видно, они практически не зависят от l и довольно слабо меняются в зависимости от других параметров, что обусловливает удобство пользования этой таблицей.

Таблица 16

ЗНАЧЕНИЯ $\Delta\zeta$

z/m	$r/m \leqslant 0{,}1$			$r/m = 0{,}2$			$r/m = 0{,}4$		
	$\frac{c}{m}=0$	$\frac{c}{m}=0{,}25$	$\frac{c}{m}=0{,}5$	$\frac{c}{m}=0$	$\frac{c}{m}=0{,}25$	$\frac{c}{m}=0{,}5$	$\frac{c}{m}=0$	$\frac{c}{m}=0{,}25$	$\frac{c}{m}=0{,}5$
0	0,11	0,16	0,10	0,12	0,16	0,11	0,15	0,18	0,16
0,25	0,16	0,20	0,19	0,17	0,20	0,19	0,17	0,23	0,23
0,5	0,10	0,20	0,24	0,12	0,20	0,24	0,17	0,24	0,26
0,75	0,03	0,15	0,19	0,03	0,16	0,19	0,08	0,19	0,23
1,0	—0,15	0,05	0,10	—0,14	0,06	0,11	—0,07	0,09	0,16

Продолжение табл. 16

z/m	$r/m=0{,}6$			$r/m=0{,}8$			$r/m=1{,}0$		
	$\frac{c}{m}=0$	$\frac{c}{m}=0{,}25$	$\frac{c}{m}=0{,}5$	$\frac{c}{m}=0$	$\frac{c}{m}=0{,}25$	$\frac{c}{m}=0{,}5$	$\frac{c}{m}=0$	$\frac{c}{m}=0{,}25$	$\frac{c}{m}=0{,}5$
0	0,21	0,24	0,21	0,25	0,28	0,27	0,33	0,36	0,35
0,25	0,24	0,28	0,28	0,28	0,32	0,33	0,36	0,38	0,39
0,5	0,21	0,28	0,30	0,27	0,33	0,35	0,36	0,41	0,42
0,75	0,15	0,22	0,28	0,23	0,29	0,33	0,32	0,36	0,39
1,0	0,03	0,15	0,21	0,12	0,21	0,27	0,24	0,31	0,35

Для центральной скважины, не примыкающей к кровле или подошве пласта, влияние всех ее отражений можно учесть упрощенным путем и записать выражение для поправки на несовершенство $\zeta = \zeta_c$ в виде

$$\zeta_c = 2\frac{1-\bar{l}}{\bar{l}}\ln\frac{0{,}7l}{r_c} + 2\ln\frac{1}{\bar{l}} + \Delta\zeta_c, \tag{7.27}$$

где величина $\Delta\zeta_c$ определяется по следующим данным [15]:

$\bar{c}$	0.1	0.15	0.2	0.25	0.3	0.4	0.5
$\Delta\zeta_c$	2,33	1,07	0,49	0,17	—0,01	—0,19	—0,22

Для скважин, примыкающих к кровле или подошве пласта, поправки на несовершенство приведены в работах [8, 14]. Для точек, удаленных от скважины (при $r \sim m$), удобные формы зависимостей получаются путем решения исходных дифференциальных уравнений методом разделения переменных. Для изолированного однородного потока из полученного таким образом решения М. Маскета [8] следует выражение для поправочного члена

$$\zeta = 4\sum_{n=1} K_0\left(\frac{n\pi r}{m}\right)\cos\left(\frac{n\pi z}{m}\right)\cos\left(\frac{n\pi c}{m}\right). \tag{7.28}$$

Расчеты по выражению (7.28) можно рекомендовать проводить при $r/m > 0{,}66$, когда в ряде выражения (7.28) достаточно учесть два члена, а при $r \geqslant m$ ограничиться в (7.28) только первым членом ряда и считать

$$\zeta = 4K_0\left(\frac{\pi r}{m}\right)\cos\left(\frac{\pi z}{m}\right)\cos\left(\frac{\pi c}{m}\right). \tag{7.28а}$$

§ 2. Интерпретация кустовых откачек в однородных пластах

2.1. Пласт неограниченной мощности

При значительном удалении опытного куста от подошвы и кровли пласта можно в начальный период откачки пренебречь влиянием границ пласта и вести обработку данных понижения уровня в наблюдательных скважинах, используя схему неограниченного по мощности пласта.

При постоянном дебите откачки понижение уровня в наблюдательных скважинах при условии $r > l/4$ описывается уравнением (2.17) с заменой r_0 на r° согласно (7.6). Для обработки данных временно́го прослеживания по этому

уравнению можно использовать способ эталонной кривой, которая строится здесь в координатах $\lg f(\lambda)$, $\lg 1/\lambda^2$ при $f(\lambda) = \operatorname{erfc}\lambda$ и совмещается (параллельным перемещением осей координат) с опытной кривой, построенной в координатах $\lg S$, $\lg t$. Смещение осей координат здесь будет

$$\lg S - \lg f = \lg \frac{Q}{4\pi k r^\circ}, \quad \lg \frac{1}{\lambda^2} - \lg t = \lg \frac{4a}{(r^\circ)^2}. \tag{7.29}$$

Определив эти величины, нетрудно найти параметры k и a. При наличии нескольких наблюдательных скважин для совместной обработки данных целесообразно проводить комбинированное прослеживание, строя график опытных данных понижений уровней в координатах $\lg(r^\circ S)$, $\lg t/(r^\circ)^2$. На таком графике данные временного прослеживания для всех наблюдательных скважин должны совпасть, т. е. лечь на одну кривую, которая совмещается с эталонной кривой. Смещение осей координат опытного и эталонного графиков можно выразить через:

$$\lg(r^\circ S) - \lg f = \lg \frac{Q}{4\pi k}, \quad \lg \frac{1}{\lambda^2} - \lg \frac{t}{(r^\circ)^2} = \lg 4a. \tag{7.30}$$

При малых значениях аргумента λ можно считать $\operatorname{erfc}\lambda = 1 - 2\lambda/\sqrt{\pi}$ и уравнение (2.17) примет вид

$$S = \frac{Q}{4\pi k}\left(\frac{1}{r^\circ} - \frac{1}{\sqrt{\pi a t}}\right), \tag{7.31}$$

соответствующий условиям квазистационарного режима.

Для обработки данных временно́го прослеживания по уравнению (7.31) опытные данные наносятся на график зависимости S от $1/t$, где они должны образовать прямую линию, которая отсекает на оси S отрезок $S_\infty = Q/4\pi k r^\circ$, а на оси $1/\sqrt{t}$ отрезок $1/\sqrt{t_0} = \frac{\sqrt{\pi a}}{r^\circ}$.

При наличии нескольких наблюдательных скважин проводится комбинированная обработка с помощью графика зависимости $r^\circ S$ от $r^\circ/\sqrt{t}$, который должен совпадать для всех наблюдательных скважин, причем прямая, проведенная на таком графике, отсекает на осях отрезки $(r^\circ S)_\infty = Q/4\pi k$ и $r^\circ/\sqrt{t^\circ} = \sqrt{\pi a}$.

Анализ показывает, что при допустимой погрешности расчетов коэффициента фильтрации до 10% уравнение (7.31) можно применять при $\lambda < 0{,}5$, откуда получим следующее условие для времени квазистационарного режима:

$$t_{\text{кв}} = \frac{(r^\circ)^2}{a}. \tag{7.32}$$

Особо рассмотрим специальный случай скважины весьма большой длины, когда пьезометр располагается относительно близко к скважине (при $r < 0{,}08l$). В этом случае при условии $t < l^2/20a$ понижение в пьезометре описывается уравнением Тейса (4.1) при $T = kl$ [12, 20] и обработка данных временного прослеживания может производиться так же, как при откачке из совершенной скважины с расчетной проводимостью пласта $T = kl$.

При интерпретации данных кустовых откачек понижение в центральной скважине используется для расчетов параметров сопротивления фильтра (прискважинной зоны) — приведенного сопротивления фильтра Δf_c или расчетного радиуса скважины r_c. Такой расчет удобнее всего производить по данным квазистационарного режима, когда разница понижений в центральной и наблю-

дательной скважинах описывается зависимостями стационарной фильтрации. Тогда в неограниченном пласте с учетом сопротивления фильтра имеем

$$S_c - S = \frac{Q}{2\pi kl}\left(\ln\frac{0{,}7l}{r_c^\circ} + 2\pi\Delta f_c - \frac{l}{2r^\circ}\right), \tag{7.33}$$

где r° — расчетное расстояние до наблюдательной скважины. Отсюда получаем выражение для расчета приведенного сопротивления фильтра

$$\Delta f_c = \frac{kl\,(S_c - S)}{Q} - \frac{1}{2\pi}\ln\frac{0{,}7l}{r_c^\circ} + \frac{l}{4\pi r^\circ}. \tag{7.34}$$

2.2. Скважины вблизи кровли или подошвы пласта

При расположении опытного куста вблизи кровли или подошвы пласта в начальный период откачки целесообразно использовать схему полуограниченного пласта, в которой учитывается только ближайшая граница (кровля или подошва), а другая предполагается отнесенной в бесконечность. Считая эту границу непроницаемой, используем для понижения уровня в наблюдательной скважине выражение (7.11). Для обработки данных временно́го прослеживания по способу эталонной кривой здесь должна быть для каждого пьезометра предварительно построена своя эталонная кривая в координатах $\lg f(\lambda, \rho)$, $\lg 1/\lambda^2$, где $f(\lambda, \rho) = \operatorname{erfc}\lambda + \rho\operatorname{erfc}(\lambda/\rho)$, $\rho = r^\circ/r_1$. После построения такой эталонной кривой дальнейшая обработка ведется так же, как и для неограниченного пласта.

При условии $\lambda/\rho < 0{,}5$, вводя аппроксимационное представление для функций $\operatorname{erfc}\lambda$ и $\operatorname{erfc}(\lambda/\rho)$, из (7.11) получаем

$$S = \frac{Q}{4\pi k}\left(\frac{1}{r^\circ} + \frac{1}{r_1} - \frac{2}{\sqrt{\pi at}}\right), \tag{7.35}$$

что соответствует наступлению квазистационарного режима. При использовании уравнения (7.35) обработка данных временно́го прослеживания осуществляется, как и для квазистационарного режима в неограниченном пласте, путем построения графика в координатах S, $1/\sqrt{t}$, на котором опытные точки должны лечь на прямую линию, отсекающую на осях S и $1/\sqrt{t}$ отрезки

$$S_\infty = \frac{Q}{4\pi k}\left(\frac{1}{r^\circ} + \frac{1}{r_1}\right), \quad \frac{1}{\sqrt{t^\circ}} = \frac{(1+\rho)\sqrt{\pi a}}{2r^\circ}. \tag{7.36}$$

Сняв эти отрезки с графика, можно определить параметры k и a.

Для определения прискважинного сопротивления при расположении скважины вблизи подошвы или кровли пласта вместо выражения (7.34) аналогичным путем получается выражение вида

$$f_c = \frac{kl\,(S_c - S)}{Q} - \frac{1}{2\pi}\ln\frac{0{,}7l}{r_c^\circ} + \frac{l}{4\pi}\left(\frac{1}{r^\circ} + \frac{1}{r_1} - \frac{1}{2_c}\right), \tag{7.37}$$

где r_1 и r° — расстояния от отраженной и центральной скважин до наблюдательной.

Схему с полуограниченного пласта с непроницаемой границей (кровлей или подошвой) М. Хантуш рекомендует [12] использовать при условии

$$t < \frac{(2m - l - z)^2}{20a}. \tag{7.38}$$

При откачке из скважины, расположенной посередине пласта, для пьезометров, находящихся вблизи центральной скважины, условие (7.38) можно трансформировать к виду

$$t < \frac{(m-l)^2}{20a}. \qquad (7.38а)$$

Например, при характерных значениях $m = 50$ м, $l \ll m$ и $a = 10^4$ м^2/сут из (7.38а) получим $t < 0{,}3$ ч, так что схема полуограниченного пласта обычно действует сравнительно короткое время после начала откачки (или остановки скважины).

2.3. Безнапорный поток неограниченной мощности

При расположении опытных скважин вблизи свободной поверхности в потоке большой мощности в начале процесса можно пренебрегать влиянием водоупора и считать мощность потока неограниченной. Рассмотрим основные закономерности понижения уровней в таких условиях при однородном строении водоносного пласта и постоянном дебите откачки.

В этом случае на первом этапе упругого режима происходит развитие возмущения от действия скважины, обусловленное сработкой упругой емкости, при этом свободная поверхность остается практически неподвижной. Соответственно, на этом этапе при пренебрежимо малом влиянии капиллярной зоны можно использовать решение вида (7.12), в котором свободная поверхность считается границей I рода ($S = 0$). Если же учесть влияние капиллярной зоны на основе предпосылки Н. Боултона, то можно вместо этого здесь применить более общее решение по заданию на свободной поверхности граничного условия III рода (7.14) при $\beta = \alpha/k$.

Основываясь на этих решениях, можно проводить обработку данных временно́го прослеживания на этом этапе по спо́собу эталонных кривых.

Довольно быстро этап упругого режима переходит в ложную стабилизацию, при которой понижения соответствуют условиям стационарного режима при неизменном уровне свободной поверхности. В этом случае с учетом сопротивления капиллярной зоны решение получается в форме (7.15) при $\beta = \alpha/k$.

Этап ложной стабилизации завершается в то время, когда начинается заметное снижение уровня свободной поверности. При этом интенсифицируется влияние гравитационной водоотдачи и постепенно осуществляется переход к этапу гравитационного режима. Для условий переходного периода между стабилизированным (ложностационарным) и гравитационным этапами расчетных зависимостей пока что не получено и интерпретация его данных не производится.

Для этапа гравитационного режима, когда водоотдача пласта полностью носит гравитационный характер, в качестве исходной расчетной зависимости используется уравнение (7.18). Обработка данных временного прослеживания уровней в наблюдательных скважинах здесь в общем виде может проводиться по способу эталонных кривых, строя для каждой наблюдательной скважины эталонный график функции

$$f(\rho, \bar{z}_1, \tau) = 1 + \rho - \frac{2}{\sqrt{1/\rho^2 + 2(\bar{z}_1 + \tau)^2}}, \qquad (7.39)$$

$$\rho = \frac{r_1}{r^\circ}, \quad \bar{z}_1 = \frac{z+c}{r^\circ}, \quad \tau = \frac{kt}{\mu r^{\circ}}, \qquad (7.39а)$$

в координатах $\lg f$, $\lg \tau$.

Совмещая эталонный график с графиком временного прослеживания, построенном в координатах $\lg S$, $\lg t/r^\circ$, по любой паре точек на совмещенных графиках найдем величины

$$\lg \frac{Q}{4\pi k r^\circ} = \lg S - \lg f, \quad \lg \frac{k}{\mu} = \lg \tau - \lg \frac{t}{r^\circ}, \tag{7.40}$$

по которым находятся параметры k и μ.

Более простой вариант расчета получается при временном прослеживании уровней в пьезометре, располагаемом на свободной поверхности под центральной скважиной (при $r = 0$ и $r^\circ = r_1$), где понижение уровня S° будет

$$S_0 = \frac{Q}{2\pi kc} \cdot \frac{1}{1 + \frac{\mu c}{kt}}. \tag{7.41}$$

Для обработки опытных данных по уравнению (7.41) удобно построить график зависимости $1/S^\circ$ от $1/t$, на котором опытные точки должны лечь на прямую линию, отсекающую на осях $1/S^\circ$ и $1/t$ отрезки $1/S_0^\circ = 2\pi kc/Q$ и $1/t_0' = -k/\mu c$, откуда получим

$$k = \frac{Q}{2\pi c S_0^\circ}, \quad \mu = -\frac{kt_0}{c}. \tag{7.42}$$

При больших t, когда $\tau \gg 1/\rho$, выражение (7.39) можно упростить, считая

$$f(\rho, z_1, \tau) = f(\rho, \tau) = 1 + \rho - \frac{2}{\tau}. \tag{7.43}$$

При этом уравнение для понижения уровня в пьезометрах будет

$$S = \frac{Q}{4\pi k}\left(\frac{1}{r^\circ} + \frac{1}{r_1} - \frac{2\mu}{kt}\right). \tag{7.44}$$

При обработке данных временного прослеживания по уравнению (7.44) строится график понижения S в зависимости от величины $1/t$, на котором опытные точки должны образовать прямую линию с отсекаемыми на осях отрезками S_0 и $1/t_0$, по которым находятся значения параметров

$$k = \frac{Q}{4\pi S_0}\left(\frac{1}{r^\circ} + \frac{1}{r_1}\right), \quad \mu = \frac{kt_0}{2}\left(\frac{1}{r^\circ} + \frac{1}{r_1}\right). \tag{7.45}$$

При наличии нескольких наблюдательных скважин по уравнению (7.44) можно провести комбинированную обработку, нанося опытные точки по всем пьезометрам на график в координатах S', $1/t'$, причем

$$S' = \frac{r^\circ r_1}{r^\circ + r_1} S, \quad t' = \frac{r^\circ + r_1}{r^\circ r_1} t. \tag{7.46}$$

На этом графике опытные точки должны лечь на одну прямую линию, отсекающую на осях S' и $1/t'$ отрезки S_0' и $1/t_0'$. По величинам этих отрезков находятся расчетные значения параметров

$$k = \frac{Q}{4\pi S_0'}, \quad \mu = 0{,}5kt_0'. \tag{7.47}$$

Примеры обработки данных таких откачек приведены в работе [10].

По завершении начального периода, время которого характеризуется условием (7.24), влияние откачки распространяется на всю мощность пласта. При этом закономерности снижения уровня приближаются к наблюдаемым при откачках из совершенных скважин.

Рассмотрим способы интерпретации такого рода откачек в напорных и безнапорных пластах различного строения.

Изолированный напорный пласт. В изолированных напорных пластах наиболее удобными для обработки являются данные квазистационарного режима, когда вместо (7.23) можно считать

$$S = \frac{Q}{4\pi T}\left(\ln\frac{2{,}25at}{r^2} + \zeta\right), \tag{7.48}$$

где величину ζ рекомендуется определять по формуле (7.26).

Для удобства интерпретации опытных данных введем далее приведенное расстояние r^* от центральной скважины до наблюдательной, определяемое соотношением

$$r^* = r \cdot e^{-0{,}5\zeta}. \tag{7.49}$$

Тогда уравнение (7.48) преобразуется к виду

$$S = \frac{Q}{4\pi km}\ln\frac{2{,}25at}{(r^*)^2}. \tag{7.50}$$

Выражение (7.50) позволяет проводить обработку данных, как и при откачке из совершенной скважины, т. е. по способу прямой Джейкоба. При этом следует заменить только действительное расстояние r на расчетное r^*, в котором величина ζ определяется выражением (7.26).

Для расчетов сопротивления фильтра предварительно определяется величина приведенного радиуса скважины r_c^*. Для этого пользуются соотношением

$$r_c^* = r_c e^{-0{,}5\zeta_c} \quad \text{или} \quad \lg r_c^* = \lg r_c - 0{,}22\zeta_c, \tag{7.51}$$

где величина ζ_c находится согласно (7.28). После определения r_c^* (или $\lg r_c^*$) на графике S, $\lg r^*$ находится понижение S_c^0, соответствующее значению $r^* = r_c^*$. Разница $\Delta S_c = S_c - S_c^0$ представляет собой дополнительную потерю напора в прискважинной зоне ΔS_c, подставляя которую в формулу (8.1), находим величину безразмерного сопротивления фильтра Δf_c.

При восстановлении уровней после длительной откачки с постоянным дебитом наиболее полная и удобная обработка данных получается при условии, что в конце откачки достигается квазистационарный режим, описываемый уравнением (7.50). При этом данные начального этапа восстановления уровней (при $t_в < 0{,}1t_o$) могут обрабатываться так же, как и данные откачки, — с заменой понижения уровня на его повышение. На конечном этапе, когда для времени восстановления уровня $t_в$ выполняются условия (5.14) или (5.14а), расчеты проводимости пласта могут производиться по формуле (5.16), как для совершенной скважины, — причем в этом случае на графике S, $\lg t/t_в$ данные по всем наблюдательным скважинам должны лечь на одну прямую, приходящую в начало координат.

Двухслойный пласт. При выполнении условия (7.24) в зоне влияния гидродинамического несовершенства скважины (при $r < m$) поправку на несовер-

шенство можно считать такой же, как и в изолированном напорном пласте. Тогда, используя решение Н. Боултона (см. § 1, гл. 6), запишем

$$S = \frac{Q}{4\pi T}[W_B(u, \bar{r}, \bar{\mu}) + \zeta], \quad \tau = \frac{\varkappa_п t}{\mu}, \quad \bar{r} = \frac{r}{B}, \quad \bar{\mu} = \frac{\mu^*}{\mu}, \tag{7.52}$$

где величина ζ определяется выражением (7.26). Поскольку в двухслойном пласте фактор перетекания значительно превышает мощность пласта, то в зоне влияния несовершенства скважины $r < (0{,}2 \div 0{,}3)\,B$. Тогда можно считать, что

$$W(\tau, \bar{r}, \bar{\mu}) = \ln\frac{1}{\bar{r}^2} + \Delta W(q, \bar{\mu}), \quad q = \frac{4u}{\bar{r}^2} = \frac{B^2}{at}, \tag{7.52а}$$

где $\Delta W(q, \bar{\mu})$ — безразмерная функция, не зависящая от r. В частности, при $\bar{\mu} = 0$ ($\mu \to \infty$) согласно (6.16) $\Delta W(q, \bar{\mu}) = W(q)$.

Из выражения (7.52а) следует, что в данном случае также есть возможность учета поправки на несовершенство введением величины ζ в расчетный радиус r^* согласно (7.49). Обработка откачек из несовершенных скважин ведется при этом таким же путем, как для совершенных скважин, — с заменой r на r^*.

В частности, при ложностационарном режиме и $r < (0{,}2 \div 0{,}3)\,B$ понижения уровней описываются уравнением

$$S = \frac{Q}{4\pi T}\ln\frac{R}{r^*}, \quad R = 1{,}12B. \tag{7.52б}$$

При этом обработка данных ведется с использованием графика зависимости S от $\lg r^*$.

2.5. Расстановка скважин опытного куста

При откачке из несовершенной скважины в пласте большой мощности, приводящейся к схеме неограниченного пласта, центральная скважина длиной l располагается в опробуемом слое, а две наблюдательные скважины устанавливаются напротив центральной на расстоянии $(0{,}5 \div 0{,}75)\,l$ и $(1 \div 1{,}5)\,l$, причем в неоднородных пластах наблюдательные скважины рекомендуется располагать ближе к центральной.

При расположении куста скважин вблизи свободной поверхности безнапорного потока дебит и длина скважины выбираются из условия, чтобы обеспечить в ней значительное понижение уровня в пределах глухой части скважины (ориентировочно можно задавать $l = c$ и $S_c = 0{,}5c$). Наблюдательные скважины также задаются напротив центральной. Кроме того, рекомендуется наблюдательная скважина непосредственно под уровнем свободной поверхности, заглубленная не более чем на $0{,}2c$.

При расположении опытного куста в напорном пласте следует особо оценить влияние неоднородности (слоистости) пласта на результаты интерпретации опытной откачки.

Для оценки этого фактора на кафедре гидрогеологии МГУ (С. Б. Горожанкиной и Т. В. Ореховой) были проведены экспериментальные расчеты (на сеточной модели) стационарного потока вблизи несовершенной скважины в напорном пласте при характерных для аллювиальных отложений распределениях проницаемости по глубине. Граница потока задавалась на расстоянии мощности пласта, где, как предварительно было показано, различия между понижениями напора в однородном и неоднородном пластах становятся незначительными. Обработка данных эксперимента проводилась по уравнению Дюпюи с заменой r

на r^*, причем значения r^* определялись из (7.49) при ζ, рассчитываемом согласно (7.26). Данные моделирования для одного из типичных случаев распределения проницаемости по глубине пласта показаны на рис. 62, причем погрешность расчета проводимости определялась по данным понижения в какой-либо точке области по отношению к уровню на границе потока (при $r = m$).

На основании результатов такого тестового моделирования можно сделать следующие выводы относительно расположения скважин в таком кусте: 1) центральную скважину рекомендуется располагать посередине пласта, однако допустимо устанавливать ее и в нижней части его; 2) при расчетах проводимости пласта три наблюдательные скважины целесообразно располагать посередине

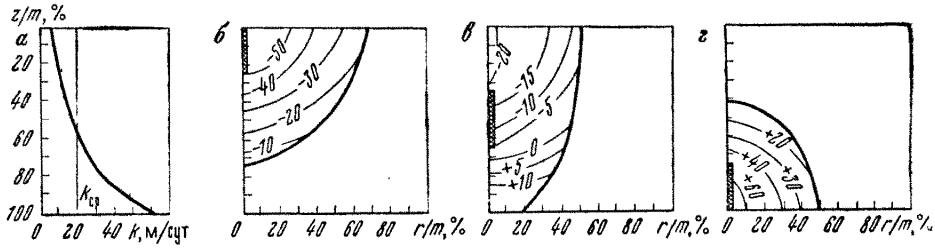


Рис. 62. Результаты моделирования откачки из несовершенной скважины в профильно-неоднородном пласте:

а — распределение коэффициента фильтрации по мощности пласта и расположение центральных скважин; *б*, *в* и *г* — относительные погрешности определения проводимости пласта (δ_T%) в различных точках расположения пьезометров

пласта на расстояниях $0{,}5m$, m и $2m$ от центральной. При необходимости оценки сопротивления прискважинной зоны и проницаемости пласта напротив центральной скважины, кроме того, устанавливаются два пьезометра на расстоянии $0{,}5l$ и l.

При откачке в безнапорном или субнапорном пласте устанавливается система дублерных скважин по такой же системе, как и при откачке из совершенной скважины.

Для достижения значимых понижений в наблюдательных скважинах дебит откачки из несовершенной скважины следует задавать возможно большим, соответствующим предельно допустимому понижению в центральной скважине.

Следует отметить, что при замене совершенных скважин на несовершенные создаются дополнительные трудности и погрешности интерпретации опытных данных. Поэтому использование несовершенных скважин в относительно однородных пластах, когда целью опробования является определение параметров проводимости и емкости пласта, а также перетекания из соседних пластов, должно рассматриваться как вынужденная мера.

Пример обработки опытной откачки. Откачка проводилась из несовершенной скважины в водоносном горизонте четвертичных аллювиальных отложений, подстилаемых водоупорными глинами неогена. Водовмещающие породы представлены тонко- и мелкозернистыми песками. Выше залегают тяжелые суглинки, перекрытые мелкозернистыми песками, в которых расположен уровень свободной поверхности (рис. 63, *а*). Опытный куст оборудован тремя наблюдательными скважинами, расположенными на уровне середины фильтра центральной. Откачка проводилась с постоянным

дебитом, однако достоверные сведения о его стабильности отсутствуют. Замеренные понижения уровней в наблюдательных скважинах во время откачки приведены в табл. 17.

Судя по строению разреза отложений здесь применима расчетная схема двухслойного пласта, причем из формы графиков временного прослеживания следует, что в конце откачки достигается временная стабилизация уровней.

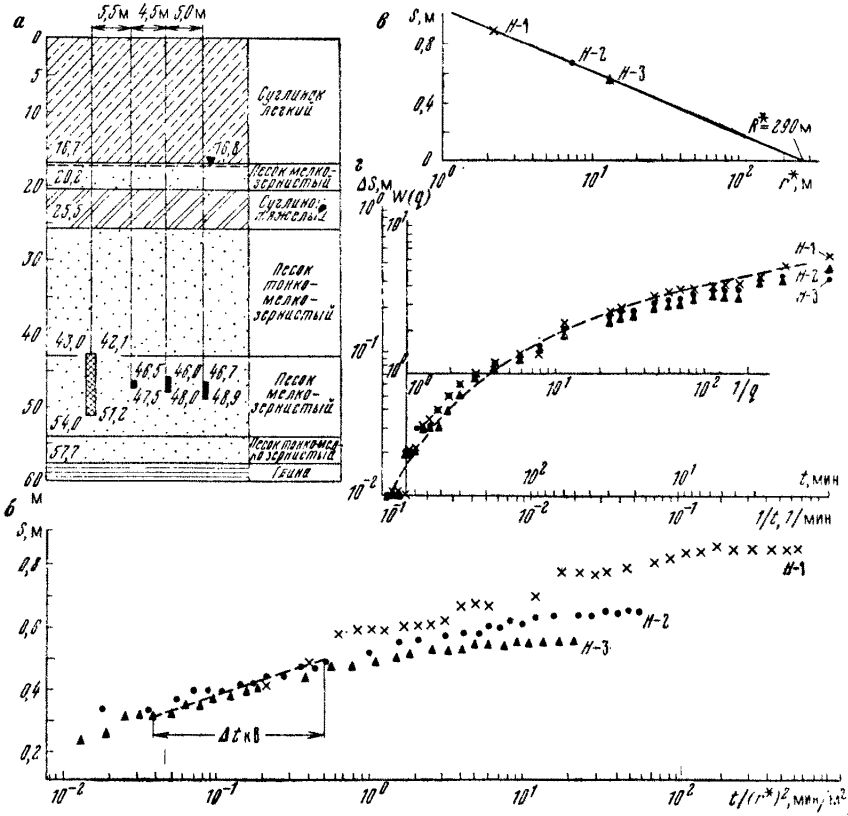


Рис. 63. Данные для примера расчета откачки из несовершенной скважины:

а — литологический разрез и расположение опытных скважин; *б* — график комбинированного прослеживания опытных данных; *в* — график площадного прослеживания при ложностационарном режиме (на конец откачки); *г* — наложение эталонной кривой на билогарифмический график временного прослеживания величины ΔS (пунктиром показано положение эталонной кривой)

В этом случае для расчетов можно использовать данные этапов упругого и ложностационарного режимов.

Начнем обработку данных откачки с этапа ложностационарного режима так как при этом обычно более четко выявляется влияние неоднородности пласта. Предварительно определим по формуле (7.49) приведенные расстояния до наблюдательных скважин r^*. Ход такого расчета покажем на примере скважины Н-2, где поправка на несовершенство ζ рассчитывается при $m = 32{,}2$ м, $l = 8{,}4$ м, $c = z = 21{,}5$ м, $r = 10$ м. Поскольку здесь $\frac{r}{m} = 0{,}31 < 0{,}66$, то расчет ζ нужно вести по формуле (7.26). При $\bar{r} = 1{,}19$, $\bar{c} = \bar{z} = 2{,}56$, по табл. 4

Таблица 17

Номер наблюдательных скважин	Понижения уровней S, м при t, мин												
	1	2	4	8	15	30	60	120	240	480	960	1600	3500
Н-1	0,43	0,50	0,61	0,62	0,65	0,70	0,73	0,80	0,82	0,86	0,89	0,89	0,89
Н-2	0,33	0,34	0,40	0,42	0,45	0,49	0,52	0,58	0,60	0,64	0,66	0,67	0,67
Н-3	0,19	0,24	0,32	0,33	0,36	0,40	0,43	0,47	0,50	0,53	0,55	0,56	0,56

приложения находим $P_0 = P\ (1{,}19) = 0{,}818$, а по формулам (7.26б, в) при $r_0' = \sqrt{10^2 + 43^2} = 44{,}1$ м $> 2{,}5l$ и $r_0'' = \sqrt{10^2 + (64{,}4 - 43)^2} = 23{,}6$ м $> 2{,}5l$ получим $P_{к1} = \frac{8.4}{44{,}1} = 0{,}19$ и $P_{п1} = \frac{8.4}{23{,}6} = 0{,}356$. Далее по табл. 15 при $\frac{r}{m} = 0{,}31$, $\frac{c}{m} = \frac{z}{m} = 0{,}33$ находим $\Delta\zeta = 0{,}22$ и при $\bar{l} = 0{,}261$ из (7.26) получаем

$$\zeta = \frac{1}{0{,}261}\ (0{,}818 + 0{,}190 + 0{,}356) - 2\ (1{,}168 + 1) - 0{,}22 = 0{,}67,$$

откуда $r^* = 10\exp\ (-0{,}335) = 7{,}2$ м. Аналогичными расчетами получено $\zeta = 1{,}92$ и $r^* = 2{,}1$ м для скважины Н-1, $\zeta = 0{,}28$ и $r^* = 13{,}0$ м для скважины Н-3.

Понижения на этапе ложностационарного режима наносились на график зависимости S от $\lg r^*$ (рис. 63, *в*), причем опытные точки хорошо легли на прямую, что свидетельствует о слабом влиянии неоднородности пласта. По уклону этой прямой и отрезку $R^* = 1{,}12B$, отсекаемому на оси r^*, согласно (7,52б), определяются значения параметров

$$T = 0{,}366 \cdot Q \cdot \frac{\Delta \lg r^*}{\Delta S} = 0{,}366 \cdot 752 \cdot \frac{1}{0{,}42} = 660\ \text{м}^2/\text{сут},$$

$$B = 0{,}9 \cdot R^* = 0{,}9 \cdot 290 = 260\ \text{м}.$$

Поскольку для всех скважин получается $r^* < 0{,}2B$, то это подтверждает применимость уравнения (7.52б). Интерпретацию данных нестационарного периода откачки можно провести по зависимостям (7.52). Однако поскольку определение всех параметров (B, T и a) указанным способом весьма трудоемко, целесообразно применить его, как дополнительный к описанному выше способу интерпретации ложностационарного режима с целью определения коэффициента пьезопроводности. Интерпретация проводилась путем построения графиков $4\pi TS/Q$, $\lg t/r^2$ и совмещения их с эталонными кривыми $W_п(u, \bar{r}) + \zeta$, $\lg 1/u$ (при известных значениях $\bar{r}$ и ζ) сдвигом по горизонтальной оси без вертикального смещения. Хорошее совпадение опытных точек с эталонными кривыми наблюдается при $t/r^2 > 0{,}1$ мин/м^2; разброс точек начального периода откачки возможно связан с незафиксированными изменениями дебита. По общей точке графиков рассчитывался коэффициент пьезопроводности:

$$a = \frac{1440}{4 \cdot t/r^2} = \frac{1440}{4 \cdot 0{,}0087} = 4{,}1 \cdot 10^5\ \text{м}^2/\text{сут}.$$

Оценка времени стабилизации по формуле (7.24) при найденном значении a дает величину $t'_{кв} = \frac{0{,}5 \cdot 32{,}2^2 \cdot 1440}{4{,}1 \cdot 10^5} = 1{,}8$ мин, что оправдывает возможность учета несовершенства скважин введением расчетного радиуса r^*.

Теперь проведем обработку данных нестационарного режима по способу М. Хантуша, основанному на зависимости (6.16). Этот способ позволяет провести обработку данных без учета несовершенства скважин, поскольку величина ΔS не зависит от r. Для обработки данных строится график в координатах $\lg(\Delta S)$, $\lg 1/t$, который совмещается с эталонной кривой $\lg W$, $\lg q$. После наложения кривых по значениям координат $\Delta S = 0{,}071$ м при $W = 1$ и $1/t = 0{,}00145$ 1/мин при $q = 1$ были получены следующие величины параметров:

$$T = \frac{Q}{4\pi} \cdot \frac{W(q)}{\Delta S} = \frac{752}{4\pi} \cdot \frac{1}{0{,}071} = 840 \text{ м}^2/\text{сут};$$

$$\frac{B^2}{a} = \frac{1}{q}\left|\left(\frac{1}{t} \cdot 1440\right)\right. = \frac{1}{0{,}00245 \cdot 1440} = 0{,}479 \text{ сут},$$

При $B = 260$ м
получаем $a = 1{,}4 \cdot 10^5$ м^2/сут и $\mu^* = 6 \cdot 10^{-4}$.

Для обработки начального этапа откачки может также использоваться участок квазистационарного режима, выявление которого проводилось построением графика S, $\lg t/(r^*)^2$, на котором в интервале $t/(r^*)^2 = 0{,}035$—$0{,}5$ мин/м^2 наблюдается хорошее совпадение опытных точек для разных наблюдательных скважин, причем эти точки можно аппроксимировать прямой линией. По этой прямой получим

$$T = 0{,}183 \cdot Q \cdot \frac{\Delta \lg t/(r^*)^2}{\Delta S} = 0{,}183 \cdot 752 \cdot \frac{1}{0{,}16} = 860 \text{ м}^2/\text{сут};$$

$$a = \frac{1440}{2{,}25\,[t/(r^*)^2]_0} = \frac{1440}{2.25 \cdot 0{,}00037} = 1{,}7 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{сут}.$$

Сопоставление результатов расчетов, полученных различными способами, показывает, что значения проводимости, определенные для ложностационарного режима с введением поправки на несовершенство ($T = 660$ м^2/сут), заметно отличаются от значений ($T = 850$ м^2/сут), получающихся расчетами нестационарного режима по способу Хантуша и квазистационарного режима по способу Джейкоба. Диапазон значений a получается довольно большим, причем значения, подсчитанные по способам Хантуша и Джейкоба, различаются между собой на порядок (последние оказываются заметно завышенными).

§ 3. Анизотропные и неоднородные пласты

3.1. Однородно-анизотропные пласты

Для однородно-анизотропных пластов, характеризующихся различными коэффициентами фильтрации k_r и k_z в горизонтальном и вертикальном направлениях, расчетные зависимости, определяющие понижения напора в любой точке пласта, получаются из аналогичных зависимостей для изотропных пластов путем деформации координатных осей (см. § 3, гл. 2). Обычно такое преобразование делается в радиальном направлении, когда оно сводится к замене радиального расстояния r на величину $\varkappa r$, где $\varkappa$ — параметр анизотропии (см. 2.24).

Рекомендации по способам обработки данных откачек и расположению наблюдательных скважин в анизотропных пластах впервые были даны В. Д. Бабушкиным [1, 2]. Согласно этим рекомендациям, определение параметра анизотропии ведется по данным соотношений стационарных понижений уровней в наблюдательных скважинах, располагаемых в различных точках пласта.

Рассмотрим способы обработки опытных откачек в однородно-анизотропных пластах на примере наиболее простых условий — пластов неограниченной мощности, когда при стационарном режиме понижения уровней описываются уравнением (2.43) с заменой в нем k на k_r и r на $\varkappa r$:

$$S = \frac{Q}{4\pi k_r l} P(\varkappa\bar{r},\ \bar{z}), \tag{7.53}$$

причем значения функции P находятся из табл. 4 приложения. Для понижения в центральной скважине вместо (7.1) соответственно будем иметь

$$S_c = \frac{Q}{4\pi k_r l} \ln \frac{0{,}7l}{\varkappa r_c}. \tag{7.53а}$$

Для обработки откачки, проводимой в таких условиях, необходимо иметь данные понижений напора хотя бы в двух пьезометрах (S_1 и S_2), располагаемых в точках с координатами r_1, z_1 и r_2, z_2. Тогда по соотношению этих понижений, которое имеет вид

$$\frac{S_1}{S_2} = \frac{P(\varkappa\bar{r}_1,\ z_1)}{P(\varkappa\bar{r}_2,\ z_2)}, \tag{7.54}$$

подбором находится величина $\varkappa$, после чего по понижению в любом пьезометре определяется коэффициент фильтрации

$$k_r = \frac{Q}{4\pi l S_1} P(\varkappa\bar{r}_1,\ \bar{z}_1). \tag{7.54а}$$

При нестационарном режиме откачки выражение для безразмерного понижения в анизотропном пласте получаееся из (2.20) путем замены координаты r на $\varkappa r$, поэтому

$$S = \frac{Q}{4\pi k_r l} P;\quad P = M\left(\varkappa^2 u,\ \frac{0{,}5+\bar{z}}{\varkappa\bar{r}}\right) + M\left(\varkappa^2 u,\ \frac{0{,}5-\bar{z}}{\varkappa\bar{r}}\right), \tag{7.55}$$

где функция $M(u, \beta)$ определяется по табл. 5 приложения. Обработку данных опытной откачки по уравнению (7.55) можно проводить способом эталонных кривых, которые строятся в координатах P и $\lg 1/u$ при различных значениях $\varkappa$, а опытные точки понижений в наблюдательных скважинах наносятся на график с координатами $\lg S$, $\lg t/r^2$. При этом величина $\varkappa$ находится подбором из условия, чтобы данные по всем наблюдательным скважинам дали согласующиеся значения параметров.

Более удобные способы обработки опытных данных получаются при расположении пьезометров непосредственно над центральной скважиной (при $r = 0$), где влияние анизотропии не проявляется и расчеты по данным понижений в таких пьезометрах проводятся так же, как в изотропной среде, причем получаемый таким образом коэффициент фильтрации соответствует проницаемости в горизонтальном направлении. При этом для оценки анизотропии целесообразно обрабатывать данные пьезометров, располагаемых против центральной скважины (при $z = 0$), где понижение напора определится выражением

$$S = \frac{Q}{4\pi k_r l} M\left(\varkappa^2 u, \frac{l}{\varkappa r}\right). \qquad (7.56)$$

Обработку данных по уравнению (7.56) можно проводить способом эталонных кривых, причем эталонные кривые строятся в координатах $\lg M$, $\lg 1/u$ для различных значений β. При этом, если пьезометры расположены по схеме I, то величина k_r предварительно определяется по данным пьезометра, находящегося над центральной скважиной. После этого подбором находится значение $\varkappa$, наилучшим образом согласующее опытную и эталонную кривую.

Если расчеты ведутся по двум пьезометрам, располагаемым напротив центральной скважины (схема *2*, рис. 64), то опытные точки на графике в координатах $\lg S$, $\lg t$ накладываются на эталонные кривые в координатах $\lg M$, $\lg 1/\lambda^2$ при $\lambda = \beta\sqrt{u}$ и различных значениях β, причем для пьезометров, расположенных на расстояниях r_1 и r_2, должно выполняться соотношение $\beta_1/\beta_2 = r_r/r_1$.

Для пьезометра, располагаемого на расстоянии $r > 1{,}5l/\varkappa$, расчет можно проводить, пользуясь для S выражением (2.24) при $z = 0$, когда $\lambda = \varkappa r/2\sqrt{a_z t}$ и выражение (2.24) преобразовывается к виду

$$S\sqrt{t} = \frac{Q}{8\pi k_r \sqrt{a_z}} f(\lambda), \quad f(\lambda) = \frac{1}{\lambda}\operatorname{erfc}\lambda. \qquad (7.57)$$

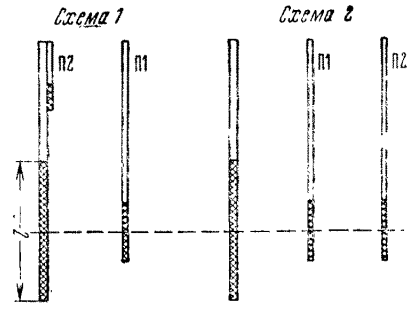


Рис. 64. Схемы расположения наблюдательных скважин при откачке из несовершенной скважины в анизотропном пласте

Тогда опытные точки целесообразно нанести на график, построенный в координатах $\lg(S\sqrt{t})$, $\lg t/r^2$, причем для разных пьезометров опытные точки должны совпасть, что является диагностическим признаком правильности описания процесса. На этот опытный график накладывается эталонный график в координатах $\lg f(\lambda)$, $\lg 1/\lambda^2$ и по сдвигу этих графиков находятся величины

$$\lg\frac{Q}{8\pi k_r\sqrt{a_z}} = \lg(S\sqrt{t}) - \lg f(\lambda), \quad \lg\frac{4a_z}{\varkappa^2} = \lg\frac{1}{\lambda^2} - \lg\frac{t}{r^2}. \qquad (7.57а)$$

Получив отсюда значения $k_r\sqrt{a_z}$ и $a_z/\varkappa^2$, найдем величину среднегеометрического коэффициента фильтрации $\sqrt{k_r k_z} = k_r\varkappa$. Таким же путем производится учет анизотропии и при других схемах строения водоносных пластов.

Следует отметить, что методика интерпретации нестационарного режима при опытных опробованиях в анизотропных пластах пока еще не использовалась, поэтому применимость такой методики требует еще доказательства.

3.2. Неограниченный пласт с двумя областями различной проницаемости

Такого рода условия возникают при расположении скважины сравнительно небольших размеров вблизи границы раздела различных литологических слоев. Анализ этого случая позволяет в наиболее простом виде оценить влияние изменчивости проницаемости пластов по вертикали. Рассмотрим решение этой задачи для модели скважины в виде точечного и линейного источников-стоков (рис. 65).

Решение задачи стационарной фильтрации при расположении источника-стока в области *1* (с коэффициентом фильтрации k_1), отделенной плоской границей от области *2* (с коэффициентом фильтрации k_2) может быть получено методом отражений. При этом решение для области *1* находится в виде суммы решений от действия реального источника-стока с расходом Q и симметрично отраженного относительно границы раздела источника-стока с расходом $\varkappa_{12}Q$, где $\varkappa_{12}$ — условный коэффициент отражения; для области *2* решение находится от действия реального источника-стока, но с измененным расходом $\varkappa_{21}Q$, где $\varkappa_{21}$ — условный коэффициент пропускания.

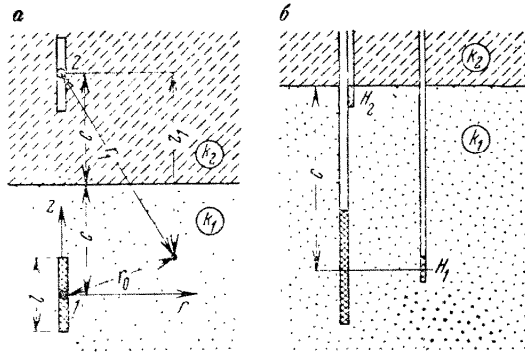


Рис. 65. Несовершенная скважина вблизи границы областей (слоев) различной проницаемости:

а — расчетная схема — *1* — реальная скважина (сток); *2* — отраженная скважина (сток); *б* — рекомендуемое расположение наблюдательных скважин

Таким образом, при действии точечного стока понижения напоров — S_1 в области *1* и S_2 в области *2* — представятся выражениями

$$S_1 = \frac{Q}{4\pi k_1}\left(\frac{1}{r_0} + \frac{\varkappa_{12}}{r_1}\right), \quad S_2 = \frac{\varkappa_{21}Q}{4\pi k_2 r_0}. \tag{7.58}$$

Найдем теперь величины $\varkappa_{12}$ и $\varkappa_{21}$ из условия неразрывности напоров и расходов потока на границе областей. Из условия равенства понижений S_1 и S_2 на границе, где $r_0 = r_1$, получим

$$\frac{1+\varkappa_{12}}{k_1} = \frac{\varkappa_{21}}{k_2}. \tag{7.59}$$

Условие неразрывности расходов на границе раздела запишем через равенство нормальных скоростей фильтрации

$$k_1 \frac{\partial S_1}{\partial z}\bigg|_{z=0} = k_2 \frac{\partial S_2}{\partial z}\bigg|_{z=0}. \tag{7.60}$$

Подставим в (7.60) выражение (7.58) для S_1 и S_2, имея в виду, что $r_0 = \sqrt{r^2+z^2}$, а $r_1 = \sqrt{r^2 + (2c - z)^2}$. После несложных преобразований получим соотношение

$$1 - \varkappa_{12} = \varkappa_{21}. \tag{7.61}$$

Решая совместно (7.59) и (7.61), получим выражения для $\varkappa_{12}$ и $\varkappa_{21}$:

$$\varkappa_{12} = \frac{k_1 - k_2}{k_1 + k_2}, \quad \varkappa_{21} = \frac{2k_2}{k_1 + k_2}. \tag{7.62}$$

Таким образом, выражения для понижений уровня будут

$$S_1 = \frac{Q}{2\pi k_1}\left(\frac{1}{r_0} + \varkappa_{12}\frac{1}{r_1}\right), \quad S_2 = \frac{Q}{2\pi (k_1 + k_2) r_0}. \tag{7.63}$$

Аналогичное решение для линейного источника-стока соответственно имеет вид:

$$S_1 = \frac{Q}{4\pi k_1 l}\left[P(\bar{r},\ \bar{z}) + \varkappa_{12} P(\bar{r},\ \bar{z}_1)\right], \tag{7.64}$$

$$S_2 = \frac{Q}{2\pi (k_1 + k_2) l} P(\bar{r},\ \bar{z}_1), \quad \bar{z}_1 = \frac{z_1}{l} = \frac{2c - z}{l}. \tag{7.64а}$$

Рассмотрим теперь, как изменяется в этом случае безразмерное понижение $\bar{S} = 4\pi k_1 r_0 S/Q$ на границе слоев (при $r_0 = r'$) в зависимости от относительной проницаемости соседнего слоя $\varkappa = k_2/k_1$. Поскольку $\bar{S} = 2/(1 + \varkappa)$, нетрудно видеть, что при изменениях $\varkappa$ от 0 до ∞ величина $\bar{S}$ изменяется от 2 до 0, причем с точностью до 10% эти предельные значения устанавливаются соответственно при $\varkappa = 0{,}1$ (тогда $\bar{S} = 1{,}8$) и при $\varkappa = 20$ (когда $\bar{S} = 0{,}1$). Следовательно, неоднородность слоев заметно влияет на понижения напора при откачках только при различиях в проницаемости слоев в пределах одного порядка. Более существенные различия проницаемости слоев уже реально не сказываются на понижениях уровня. Из этого следует существенный вывод, что оценка проницаемости соседних слоев с опробуемым возможна только при сравнительно небольшом различии коэффициентов фильтрации этих слоев (не более чем в несколько раз). В противном случае для оценки проницаемости различных слоев приходится проводить опыты с расположением центральных скважин в каждом из слоев в отдельности.

Из такого сопоставления также следует, что при построении расчетных зависимостей для скважин, расположенных вблизи контактов со слоями, значительно разнящимися по проницаемости, по этим контактам можно задавать границы потока — I или II рода. При допустимой погрешности расчетов до 10% считается, что, если рядом с опробуемым слоем залегает слой большей проницаемости (коэффициент фильтрации которого более чем в 20 раз превышает коэффициент фильтрации опробуемого слоя), то на их контакте можно задавать границу I рода ($S = 0$). Если же соседний слой имеет меньшую проницаемость (по крайней мере на порядок), то контакт с ним можно считать непроницаемым.

Проводя опытные откачки (закачки) вблизи границы слоев различной проницаемости, целесообразно задавать наблюдательные скважины против центральной, а также непосредственно под ней на границе слоев. Понижения в этих скважинах (S' в H_1 и S'' в H_2), согласно (7.64), будут

$$S' = \frac{Q}{4\pi k_1}\left[P(\bar{r},\ 0) + \varkappa_{12} P(\bar{r},\ 2\bar{c})\right], \quad S'' = \frac{Q}{2\pi (k_1 + k_2)} P(0,\ \bar{c}), \quad \bar{c} = c/l. \tag{7.65}$$

Из выражения для отношения этих понижений

$$\frac{S'}{S''} = \frac{\left(1 + \frac{k_2}{k_1}\right) P(\bar{r},\ 0) + \left(1 - \frac{k_2}{k_1}\right) P(\bar{r},\ 2\bar{c})}{2P(0,\ \bar{c})} \tag{7.66}$$

находим формулу для соотношения коэффициентов фильтрации

$$\frac{k_2}{k_1} = \frac{2\frac{S'}{S''} P(0,\ \bar{c}) - P(\bar{r},\ 0) - P(\bar{r},\ 2\bar{c})}{P(\bar{r},\ 0) - P(\bar{r},\ 2\bar{c})}. \tag{7.67}$$

Определяя также по величине S'' среднее значение коэффициентов фильтрации

$$k_{ср} = \frac{k_1 - k_2}{2} = \frac{Q}{4\pi S''} P(0, \bar{c}), \qquad (7.67а)$$

находим значения

$$k_1 = \frac{2}{1+\varkappa_{21}} k_{ср} \quad и \quad k_2 = k_1 \cdot \varkappa_{21}. \qquad (7.68)$$

Аналогичные зависимости нетрудно построить и при других схемах расположения пьезометров.

3.3. Неограниченный пласт с прослоем

При наличии в пласте прослоя иной проницаемости (рис. 66, *а*) представляют интерес условия откачек из скважин, располагаемых в окружающей области или в самом прослое. Рассмотрим для таких условий решение задач, обосновывающих выражения для понижений напора при стационарном режиме фильтрации.

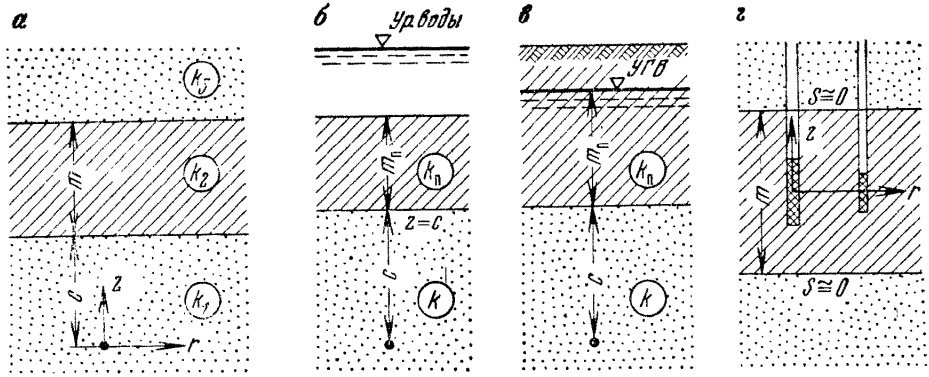


Рис. 66. Несовершенные скважины вблизи или внутри слабопроницаемых слоев:

а — неограниченный пласт с прослоем; *б* — скважина (сток) под экранированным водоемом; *в* — скважина (сток) под покровными отложениями; *г* — скважина внутри слабопроницаемого слоя

При работе скважины в области *1* решение стационарной задачи может быть получено методом многократных отображений по изложенным выше правилам. Построение такого решения для модели точечного источника-стока подробно разработано В. Р. Бурсианом [4]. Согласно такому решению понижения в нижней области (S_1), прослое (S_2) и верхней области (S_3) описываются следующими выражениями:

$$S_1 = \frac{Q}{4\pi k_1}\left[\frac{1}{r_0} + \frac{\varkappa_{12}}{r_0'} + \varkappa_{23}(1-\varkappa_{12}^2) F_1\right], \qquad (7.69)$$

$$S_2 = \frac{Q}{2\pi(k_1+k_2)}(\varkappa_{23}F_1 + F_2), \quad S_3 = \frac{Q}{4\pi k_1}(1+\varkappa_{12})(1+\varkappa_{23}) F_2, \qquad (7.70)$$

где

$$F_1 = \sum_{n=1}^{\infty}(-1)^{n-1}\frac{(\varkappa_{12}\varkappa_{23})^{n-1}}{r_n'}, \quad F_2 = \sum_{n=0}^{\infty}(-1)^n \frac{(\varkappa_{12}\varkappa_{23})^n}{r_n''},$$

$$\varkappa_{12} = \frac{k_1 - k_2}{k_1 + k_2}, \quad \varkappa_{23} = \frac{k_2 - k_3}{k_2 + k_3}, \qquad (7.71)$$

причем r_0 — расстояние от источника-стока до расчетной точки, r'_0, r'_n, r''_n — расстояния до отраженных источников-стоков:

$$r_0 = \sqrt{r^2 + z^2}, \quad r'_0 = \sqrt{r^2 + z_1^2}, \quad r'_n = \sqrt{r^2 + (z'_n)^2},$$

$$r''_n = \sqrt{r^2 + (z''_n)^2}, \quad z_1 = 2c - z, \quad z'_n = 2nm + 2c - z, \quad z''_n = 2nm + z. \quad (7.71а)$$

Это решение можно модифицировать и для линейного источника-стока длиной l, произведя в нем замену

$$\frac{1}{r'_n} = \frac{1}{l} P(\bar{r}, \bar{z}'_n - \bar{z}), \quad \frac{1}{r''_n} = \frac{1}{l} P(\bar{r}, \bar{z}''_n - \bar{z}), \quad \bar{z}'_n = \frac{z'_n}{l}, \quad \bar{z}''_n = \frac{z''_n}{l}, \quad (7.72)$$

причем начало координат здесь берется посередине скважины.

Решение для линейного источника-стока приведено, табулировано и проанализировано для некоторых случаев В. Д. Бабушкиным [2].

Представляет интерес анализ частного случая решения этой задачи $k_3 \to \infty$, когда на верхней границе прослоя задается граничное условие I рода ($S = 0$). При $k_2 \ll k_1$ такой случай соответствует, например, условиям опробования пласта под экранированным водоемом (рис. 66, *б*) или расположению несовершенной скважины вблизи покровных отложений в двухслойном пласте при неизменном уровне свободной поверхности (рис. 66, *в*). Решение такой задачи получается из (7.69) при $\varkappa_{23} = 1$. Были проведены расчеты (на ЭЦВМ) по этому решению для точки $r = 0$ и $z = c$ (в подошве прослоя) в сопоставлении с расчетами при задании на подошве прослоя граничного условия III рода (7.17) при $k = k_1$, $k_п = k_2$, $m_п = m$, причем задавалось $k/k_п = 10$. В табл. 18 приведены полученные таким образом значения безразмерных понижений $\hat{S} = 4\pi kcS/Q$ и их относительные расхождения.

Таблица 18

	$c/m_п$	1	2	5	10
$\hat{S}$	По строгому решению	1,554	1,38	1,07	0,804
	С условием III рода	1,597	1,4	1,077	0,806
Относительное расхождение, %		2,8	1,4	0,7	0,2

Из данных этой таблицы видно, что учет экранирующего слоя следует осуществлять заданием на его подошве граничного условия III рода, при условии, что коэффициенты фильтрации экранирующего слоя и основного пласта различаются на порядок (или более) и скважина удалена от подошвы прослоя на расстояние, большее его мощности.

При проведении опробования сравнительно маломощных слоев (прослоев) необходимо оценить возможность оценки их проницаемости при расположении центральной скважины в соседних слоях (под или над прослоем). Для решения этой задачи был проведен численный анализ влияния относительной проницаемости послоя на реакцию пласта при опробовании, исходя из расчетных зависимостей (7.69)—(7.70), применительно к условиям стационарного режима

фильтрации [7]. Результаты этого анализа показали, что изменение относительной проницаемости прослоя заметно влияет на понижения уровня только при сравнительно небольшом различии коэффициентов фильтрации слоев (не более чем на порядок), поскольку при бо́льшем различии проницаемости понижения уровней в верхней области становятся незначительными, а внутри среднего слоя они мало меняются в зависимости от соотношения коэффициентов фильтрации слоев. Следовательно, если прослой является относительно водоупорным, то оценка его проницаемости не может производиться по данным опробования, проводимого над или под этим прослоем. Для этого должен проводиться опыт с расположением центральной скважины внутри опробуемого прослоя.

При расположении центральной скважины внутри относительно водоупорного слоя (рис. 66, *г*) можно рассматривать в качестве основного предельный случай бесконечно большой проницаемости соседних зон, когда на кровле и подошве слабопроницаемого слоя задается граничное условие I рода ($S = 0$). Согласно приведенным выше результатам сопоставительного анализа можно считать такую схему применимой, если соседние слои с опробуемым имеют проницаемость, по крайней мере, на порядок выше. Решение для такой нестационарной задачи при действии точечного источника-стока постоянной интенсивности описывается выражением (7.21). Для стационарного случая это решение принимат вид

$$S = \frac{Q}{4\pi k r^\circ}\left[1 - \frac{r^\circ}{m} f(\bar{r}, \bar{z})\right], \tag{7.73}$$

где

$$f(\bar{r}, \bar{z}) = \sum_{i=1}^{\infty} (-1)^{i-1}\left(\frac{1}{\bar{r}_{к,\,i}} + \frac{1}{\bar{r}_{п,\,i}}\right), \quad \bar{r}_{к,\,i} = \frac{r_{к,\,i}}{m}, \quad \bar{r}_{п,\,i} = \frac{r_{п,\,i}}{m}, \tag{7.73а}$$

а величины $r_{к,\,i}$ и $r_{п,\,i}$ определяются согласно (7.19).

Для случая расположения наблюдательной скважины на одном уровне с центральной (при $z = c$) значения функции $f(\bar{r}, \bar{c})$, рассчитанные Г. С. Туманской на БЭСМ-4, приведены в табл. 19.

Таблица 19

$\bar{c}$	Значения функции $f(\bar{r}, \bar{c})$ при $\bar{r}$, равном								
	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2	1,5	2,0
0,2	2,550	2,284	1,812	1,426	1,151	0,955	0,812	0,659	0,498
0,3	1,788	1,695	1,491	1,269	1,076	0,919	0,794	0,653	0,497
0,4	1,474	1,428	1,314	1,168	1,022	0,891	0,780	0,648	0,496
0,5	1,387	1,351	1,258	1,134	1,003	0,881	0,775	0,646	0,496

Для обработки данных такого опробования в слабопроницаемых породах может быть более эффективным проведение налива с постоянным расходом. Для его интерпретации при стационарном режиме строится график зависимости $r^\circ S$ от величины $F(\bar{r}) = 1 - \frac{r^\circ}{m} f(\bar{r}, \bar{z})$, причем при расположении наблюдательных скважин против центральной используются данные табл. 19. На этом графике опытные точки должны лечь на прямую линию, приходящую в начало координат. Снимая с этой прямой любую точку, определим коэффициент фильтрации

$$k = \frac{Q}{4\pi r^\circ S} F(\bar{r}). \tag{7.74}$$

Аномальный характер расчетного графика (опытные точки не ложатся на прямую линию) может обусловливаться фильтрационной анизотропией пласта. В этом случае выражение для понижения уровня в скважинах, располагаемых напротив центральной, представим в следующем виде:

$$S = \frac{Q}{4\pi k l}\left[\operatorname{Arsh}\frac{l}{2\varkappa r} - \frac{l}{m} f(\varkappa\bar{r}, \bar{c})\right]. \qquad (7.75)$$

Для обработки откачки по уравнению (7.75) можно построить опытный график зависимости S от величины $F(\varkappa r) = \operatorname{Arsh}\frac{l}{2\varkappa r} - \frac{l}{m} f(\varkappa\bar{r}, \bar{c})$ при различных значниях $\varkappa$ и выбрать то значение $\varkappa$, при котором опытные откачки на этом графике будут наилучшим образом ложиться на прямую линию.

Глава 8

ОПРОБОВАНИЕ ОДИНОЧНЫХ СКВАЖИН

Опробование одиночных скважин имеет ряд ярко выраженных специфических черт, обусловливаемых резкой интенсификацией потока вблизи опробуемой скважины, а также проявлениями более сложного характера потока в прискважинной зоне и в самой скважине.

При стационарном режиме опробования эта специфика связана с влиянием сопротивления прискважинной зоны и с возникновением ряда осложняющих процессов, вызывающих нелинейную зависимость расхода опробования от изменения (понижения или повышения) уровня в скважине.

Нестационарный режим изменения уровней в центральной скважине обладает рядом существенных особенностей, вызываемых прежде всего влиянием сопротивления прискважинной зоны и повышенной «чуткостью» центральных скважин к изменчивости расхода скважины.

Для расчетов по нестационарному режиму в центральной скважине реально могут использоваться относительно кратковременные периоды начала откачки или восстановления уровня после ее остановки (а также любого резкого изменения дебита скважины). В начальный период включения скважины (или изменения ее расхода) обычно не удается добиться стабильного или хотя бы ясно контролируемого расхода *, в связи с чем для расчетов приходится использовать только данные восстановления уровня. Поскольку восстановление уровней в скважине происходит довольно быстро, то обработку данных восстановления уровня можно проводить по зависимостям для начального периода откачки-закачки, отсчитывая изменения уровня от динамического положения перед остановкой скважины.

Одним из существенных факторов формирования режима уровней в скважине является изменение ее емкости, влияние которой реально проявляется, если в расходе скважины заметную часть составляет количество воды, отбираемое непосредственно из скважины.

Особого рассмотрения для одиночных скважин заслуживают условия экспресс-опробования, проводимого путем единовременного налива и отбора

* Исключение могут составлять откачки (выпуски) из самоизливающихся скважин, на которых можно успешно регулировать расход.

в скважине некоторого объема воды $V = \omega_т \Delta H_с^0$, где $\Delta H_с^0$ — начальное изменение уровня в скважине; $\omega_т$ — площадь поперечного сечения труб скважины. Наиболее распространенной формой экспресс-опробования является экспресс-налив, при котором уровень воды в скважине сначала подымается на величину $\Delta H_с^0$, а затем начинает восстанавливаться, стремясь к своему статическому положению. Поэтому в дальнейшем для конкретности описания рассматривается именно эта форма экспресс-опробования.

К экспресс-опробованиям относятся также опыты с испытателями пластов, широко применяемые в практике бурения и опробования нефтяных скважин. Поскольку для опробования гидрогеологических скважин испытатели пластов имеют довольно ограниченное применение, то в дальнейшем они рассматриваться не будут, а желающим ознакомиться с методикой проведения и интерпретацией таких отчетов рекомендуется обратиться к специальным руководствам [27].

§ 1. Поток в скважине и прискважинной зоне

1.1. Показатели сопротивления прискважинной зоны

Поток в прискважинной зоне в значительной степени определяется влиянием сопротивления прискважинной зоны, формирующегося при бурении, освоении и опробовании скважины. Основными факторами формирования этого сопротивления является кольматация (глинизация) стенок скважины, происходящая за счет проникновения бурового глинистого раствора в прискважинную зону, обрушения слабопроницаемых вышележащих пород, выноса мелкозернистых частиц из пор горной породы в процессе бурения и освоения скважины, а также дополнительное уменьшение проницаемости в прискважинной зоне за счет выдавливания в скважину пластичного цемента или глинистого материала из отдельных прослоев.

Размеры прискважинной зоны с измененными фильтрационными свойствами обычно относительно невелики и зависят в основном от литологического состава опробуемых горных пород, а также от способа бурения и освоения опытной скважины. Максимальная степень кольматации обычно отмечается при бурении с глинистой промывкой. При этом буровой раствор в песчаных породах может проникать на расстояние от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. В гравийно-галечниковых и трещиноватых породах глинистый раствор может проникать на расстояние до нескольких десятков метров [9, 19, 23]. Степень кольматации прискважинных зон при бурении на глинистом растворе в значительной степени зависит от времени нахождения промывочной жидкости в скважине. Минимальная степень нарушения проницаемости пород прифильтровой зоны, как правило, отмечается при бурении ударно-канатным способом, а чаще всего при бурении с обратной всасывающей промывкой [9, 19, 27].

Чаще всего, в связи с относительно малыми размерами зоны нарушения естественной проницаемости (по сравнению с зоной опробования), влияние подобного нарушения может рассматриваться как эффект тонкого слоя (оболочки) фильтрационных пород, примыкающих к стенке скважины — «скин-эффект» [9, 33].

Потери напора в прискважинной зоне $\Delta S_с$ определяются через дополнительное фильтрационное сопротивление $\Delta\Phi_с$, и его безразмерное выражение $\Delta f_с = T\Delta\Phi_с$, причем

$$\Delta S_с = Q \cdot \Delta\Phi_с = \frac{Q}{T} \Delta f_с. \qquad (8.1)$$

В качестве показателя сопротивления фильтра используется также величина $\zeta_2 = 2\pi\Delta f_c$ [5, 9].

Удобным расчетным параметром, используемым для характеристики сопротивления прискважинной зоны, является расчетный радиус r_c, представляющий собой радиус фиктивной «чистой» скважины, не имеющей прискважинного сопротивления. Для прискважинной зоны толщиной δ и с коэффициентом фильтрации k_c (при коэффициенте фильтрации пласта k) величина r_c имеет выражение [30]:

$$r_c = (r_c^0 + \delta)\left(\frac{r_c^0}{r_c^0 + \delta}\right)^{k/k_c}, \quad (8.2)$$

где r_c^0 — геометрический радиус скважины (фильтра с обсыпкой). С безразмерными показателями сопротивления величина r_c связывается соотношениями

$$\Delta f_c = \frac{1}{2\pi}\ln\frac{r_c^0}{r_c} = 0{,}366\lg\frac{r_c^0}{r_c},$$

$$r_c = r_c^0 e^{-\zeta_c}. \quad (8.3)$$

Приведем некоторые данные, характеризующие значения параметров сопротивления прискважинной зоны. По данным лабораторных опытов [9, 27] для сеточных фильтров в контакте с песками получаются значения $\Delta f_c =$ 0,3—0,9 при $k = 6$—32 м/сут. Для водозаборных скважин в разнозернистых песках долины р. Дон, пробуренных ударно-канатным способом и оборудованных каркасно-стержневыми фильтрами при $r_c^0 = 0{,}14$ м получено [6] $\Delta f_c = 0{,}8$—1,4, что соответствует значениям $r_c = 10^{-5}$—10^{-3} м. Для скважин, пробуренных с глинистой промывкой в мелкозернистых песках и слабосцементированных песчаниках [1], получены значения $\Delta f_c = 1{,}2$—4,3 (при среднем значении $\Delta f_c = 3$), что соответствует $r_c = 10^{-13}$—10^{-4} м (при среднем значении $r_c = 10^{-8}$ м). Значения $r_c = 10^{-8}$—10^{-4} м следуют также из проведенного А. В. Надарейшвили [22] обобщения данных опытных определений величин a/r_c^2. Вместе с тем, в некоторых случаях, например, при откачках в песчано-гравелистых или скальных породах, значения Δf_c могут быть отрицательными, что свидетельствует о повышенной проницаемости прискважинной зоны.

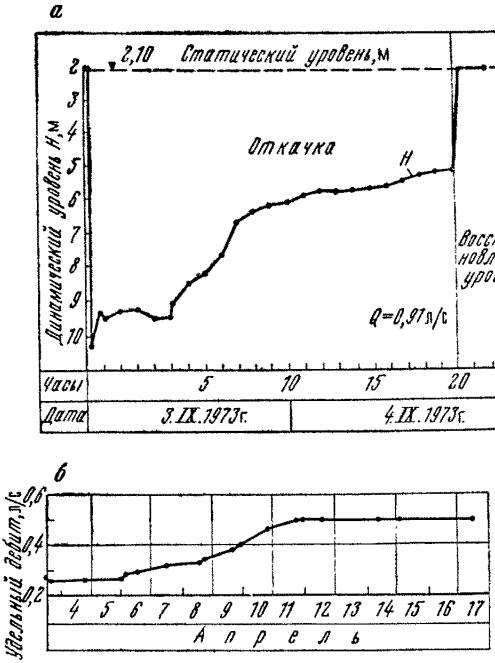


Рис. 67. Примеры откачек с переменным во времени удельным дебитом:

а — график изменения динамического уровня в процессе откачки с постоянным дебитом $Q = 0{,}9$ л/с из аллювиальных песчаников долины Зеи [1]; *б* — изменение величины удельного дебита в процессе опытной откачки [19]

Следует иметь в виду, что параметры сопротивления прискважинной зоны могут быть довольно динамичными в связи с переформированием ее строения во времени (главным образом, в связи с выносом грунта при откачке и закупоркой пор или трещин при закачке). В качестве примеров проявлений таких процессов приведены данные изменения удельного дебита во времени на графиках рис. 67. Наиболее наглядно влияние декольматации на режим движения подземных вод при одиночных откачках проявляется при резких остановках насосного оборудования [1, 19], способствующих интенсификации выноса илистого и мелкозернистого заполнителя из пор горной породы.

К сожалению, пока еще трудно дать более конкретные представления о параметрах сопротивления прискважинной зоны в их изменчивости в зависимости от способа бурения, освоения и оборудования скважин, поскольку в этом направлении не проведено сколь-нибудь серьезных обобщающих работ.

При больших дебитах скважин могут также заметно проявиться гидравлические потери на стенках фильтра (в фильтровых отверстиях). Поскольку здесь поток имеет турбулентный характер, то эти потери напора $\Delta H_ф$ связываются со скоростями в фильтре $v_ф$ выражением [9, 14]:

$$v_ф = Cn_ф \sqrt{2g\,\Delta H_ф}, \tag{8.4}$$

где C — коэффициент сжатия струи в отверстии; $n_ф$ — скважность фильтра. По данным лабораторных определений [13, 14] для различных конструкций фильтров с гравелистой обсыпкой характерный диапазон значений $C = 0{,}2—0{,}7$. Теоретический анализ показывает [14, 38], что влияние потерь напора в фильтре длиной l сказывается при условии $Cn_ф\ l \leqslant 0{,}5d$.

1.2. Гидравлика потока в скважине

При значительных расходах и длине скважины существенное влияние на условия ее работы могут оказать потери напора потока в скважине, определяемые сопротивлениями внутри скважины на ее стенках (в фильтре). Рассмотрим основные положения гидравлики такого потока при установившемся режиме течения. На основании общего уравнения течения с переменной массой по его длине для потока внутри скважины получается следующее дифференциальное уравнение [7, 14, 39]:

$$\frac{dH}{dz} + \frac{1}{g} \cdot \frac{dv_z^2}{dz} + i = 0, \tag{8.5}$$

где $H = p/\gamma + z$ — напор, v_z — средняя скорость течения в данном сечении скважины, g — ускорение силы тяжести, i — градиент гидравлических потерь внутри скважины. При обычно имеющем место турбулентном режиме течения в трубах по формуле Дарси Вейсбаха

$$i = \frac{\lambda}{d} \cdot \frac{v_z^2}{2g}, \tag{8.6}$$

где d — диаметр трубы, а λ — коэффициент сопротивления, для определения которого используется ряд эмпирических формул.

Для водопроводных труб рекомендуется проводить определение по формулам Ф. А. Шевелева, которые номографированы Э. А. Грикевичем [14]. Расчеты по этим формулам показывают, что для оценки λ в стальных трубах можно пользоваться приведенными ниже данными *

d, см	10	15	20	25	40
$\lambda \cdot 10^2$	3 ÷ 4,1	2,6—3,7	2,5—3,4	2,4—3,2	2,4—3,2

Для нефтяных скважин при $d \leqslant 6''$ рекомендуется [3] определять λ по формуле

$$\lambda = 0{,}04 - 0{,}002d'', \tag{8.6а}$$

---

* Первая цифра указана для новых, а вторая — для старых труб.

(при диаметре трубы d'', отсчитываемом в дюймах), которая дает согласующиеся результаты с расчетами по формулам Ф. А. Шевелева для новых труб.

Для перфорированных труб З. Шимон [39] рекомендует определять коэффициент сопротивления по формуле

$$\lambda = \lambda_0 + \lambda_п, \tag{8.7}$$

где λ_0 определяется при отсутствии перфорации, а $\lambda_п$ зависит от скважности перфорации φ, причем эта величина определяется по следующим данным:

φ	0.02	0.05	0.1	0.15	0.25
$\lambda_п$	0.002	0.003	0.004	0.005	0.006

Имеется ряд решений для определения элементов потока в скважине с учетом гидравлических потерь внутри скважины и фильтровых отверстиях. Однако эти решения содержат довольно жесткие допущения о контакте фильтра с пластом: в работах [6, 14, 38] принимается, что за стенкой фильтра (в фильтровой обсыпке) напор по высоте фильтра постоянен, а в работах [11, 15] для связи напора в скважине (или за стенкой фильтра) с напором на внешнем контуре фильтрационного потока используется уравнение Дюпюи. Это предполагает послойный характер фильтрации в пласте независимо от распределения напора по высоте скважины.

Решение задачи фильтрационного потока во внешней области скважины с учетом гидравлических потерь внутри скважины (при отсутствии потерь на стенке скважины, т. е. при $\psi \to \infty$) можно получить [31], исходя из предположения о возможности аппроксимации распределения скоростей течения v_z внутри фильтра скважины длиной l и диаметром $d_с$ полиномом вида

$$\bar{v}_z = \frac{v_z}{v_с} = (1-\alpha)\bar{z} + \alpha\bar{z}^4, \quad \bar{z} = \frac{z}{l}, \tag{8.8}$$

где $v_с$ — скорость в верхнем сечении фильтра ($v_с = 4Q/\pi d_с^2$), α — параметр определяемый путем приближенного совместного решения уравнения (8.5) и уравнения фильтрационного потока.

Для совершенной скважины (при $l = m$) в однородном напорном пласте таким путем получается следующее выражение для параметра α:

$$\alpha = \frac{B - \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A}; \tag{8.9}$$

$$A = 0{,}068 + 0{,}053\frac{\lambda m}{d_с}, \quad C = 0{,}75 + 0{,}111\frac{\lambda m}{d_с},$$

$$B = 0{,}476 + 0{,}147\frac{\lambda m}{d_с} + 0{,}62\frac{g d_с^4}{klQ}\lg\frac{m}{d_с}. \tag{8.9а}$$

Для оценки величины α при сравнительно небольших проявлениях гидравлических факторов (при $\alpha \ll 1$) это выражение можно упростить, поскольку при этом должны быть $AC \ll B^2$ и, кроме того, при определении B в (8.9а) можно пренебречь двумя первыми членами. Тогда

$$\alpha \cong \frac{C}{B} = 1{,}6\left(0{,}75 + \frac{\lambda m}{9d_с}\right)\frac{kmQ_с}{gd_с^4 \lg\frac{m}{d_с}}. \tag{8.10}$$

Суммарные дополнительные гидравлические потери напора внутри фильтра скважины ΔS_ϕ выражаются формулой

$$\Delta S_\phi = \frac{3\alpha Q_c}{2\pi km} \ln \frac{0{,}23m}{d}. \tag{8.11}$$

Относительное влияние гидравлических потерь внутри скважины на ее дебит или понижение уровня определится соотношением $\Delta S_\phi / S_c$, причем для его оценки в (8.11) можно принять α согласно (8.10):

$$\frac{\Delta S_\phi}{S_c} = \frac{4.8}{2\pi}\left(0{,}75 + \frac{\lambda m}{9 d_c}\right)\frac{Q_c^2}{g d_c^4} f\left(\frac{m}{d_c}\right), \quad f\left(\frac{m}{d_c}\right) = \frac{\lg \frac{0{,}23m}{d_c}}{\lg \frac{m}{d_c}}. \tag{8.12}$$

Имея в виду, что при реальных соотношениях $m/d_c = 100 \div 500$ получается $f\left(\frac{m}{d_c}\right) \cong 0{,}7$, можно записать (8.12) в более простом виде

$$\frac{\Delta S_\phi}{S_c} = \left(0{,}4 + 0{,}06\,\frac{\lambda m}{d_c}\right)\frac{Q_c^2}{g d_c^4}. \tag{8.13}$$

Кроме того, дадим оценку изменений распределения притока к скважине по ее длине, характеризуемых величиной dv_z/dz. При распределении скоростей v_z по уравнению (8.8) получим

$$\frac{d\bar{v}_z}{d\bar{z}} = 1 - \alpha + 4\alpha \bar{z}^3, \tag{8.14}$$

откуда следует, что относительная погрешность, вносимая сюда фактором внутрискважинных гидравлических потерь, меняется от α (в нижней части скважины) до 3α (в верхней части скважины). Применительно к интерпретации расходометрических данных влияние этого фактора дополнительно рассматривается далее в § 6.

Численный анализ этих соотношений показывает, что существенное влияние внутрискважинных гидравлических потерь на приток к скважине проявляется только при откачках в весьма водообильных пластах (при коэффициенте фильтрации порядка сотен м/сут) или в скважинах большой длины (порядка сотен метров), причем решающее значение в роли этого фактора имеет диаметр скважины.

§ 2. Построение индикаторных графиков при стационарном (квазистационарном) режиме

В центральной скважине и прискважинной зоне проявляются своеобразные процессы, обусловливающие специфику формирования потока в центральной скважине. Такие процессы делятся на гидравлические и деформационные. Гидравлические процессы обусловливаются нарушением линейного режима фильтрации в прискважинной зоне и особенностями потока внутри скважины. Деформационные процессы приводят к изменениям проницаемости прискважинной зоны за счет фильтрационных и других деформаций. При откачках из глубоких скважин могут также проявляться специфические процессы, вызываемые температурными и газовыми факторами, влияние которых рассматривается в работах [4, 27].

Для изучения такого рода процессов проводятся опыты при нескольких расходах откачки (закачки) и по результатам этих опытов строятся индикаторные графики зависимости понижения S_c (или повышениями напора H_c — при закачке) от расхода Q, имея в виду, что при отсутствии проявления указанных выше специфических процессов зависимость S_c от Q (по крайней мере в напорных пластах) должна быть линейной.

Рассмотрим каждый из факторов нелинейности индикаторной кривой, давая оценку его значимости и способов диагностики.

2.1. Нарушение линейного режима течения

Нарушение линейного режима фильтрации в прискважинной зоне может происходить при условии, что средняя скорость фильтрации на стенке скважины $v_c = \frac{Q}{2\pi r_c l}$ окажется больше критической скорости фильтрации $v_{кр}$, определяемой по формуле (1.5).

В этом случае при расчетах понижения уровня в центральной скважине приходится использовать более общий двучленный закон фильтрации, причем при обработке данных стационарного (или квазистационарного) режима откачки из совершенной скважины в напорном пласте (при $T = \text{const}$) можно воспользоваться уравнением В. М. Насберга [24], которое получается путем интегрирования выражения (1.2) при $J = dS/dr$ и $v = Q/2\pi rm$. Согласно этому уравнению, относительное понижение $\bar{S}_c = S_c/Q$ связывается с дебитом откачки Q линейной зависимостью вида [24, 30]:

$$\bar{S}_c = \bar{S}_н + \bar{S}_c^0 + AQ, \tag{8.15}$$

где

$$\bar{S}_н = \frac{S_н}{Q}, \quad \bar{S}_c^0 = 0{,}366\,\frac{1}{T}\lg\frac{r_н}{r_c}, \quad A = \frac{\alpha}{4\pi^2 r_c m T}, \tag{8.15а}$$

где $S_н$ — понижение уровня в наблюдательной скважине, располагаемой на расстоянии $r_н$; α — коэффициент нелинейности течения в двучленном законе фильтрации (1.2).

Из выражения (8.15) следует, что график зависимости $\bar{S}_c - \bar{S}_н$ от Q, построенный по опытным точкам, должен иметь линейный характер. Прямая линия, проведенная на таком графике (рис. 68, *а*) по опытным точкам, характеризуется отрезком $\bar{S}_c^0$, отсекаемым на оси $\bar{S}_c - \bar{S}_н$, а также уклоном A к оси Q, зная которые, определим истинную проводимость пласта T и параметр нелинейности α по формулам

$$T = \frac{0.366}{\bar{S}_c^0}\lg\frac{r_н}{r_c}, \quad \alpha = 4\pi^2 r_c m T A. \tag{8.16}$$

Поскольку зона нарушения линейного режима фильтрации имеет небольшие размеры, то потери напора, определяемые нелинейным членом, можно считать постоянными. Поэтому расчеты проводимости по режиму снижения и восстановления уровня с использованием зависимости изменения уровня воды в скважине от $\lg t$ (способы Джейкоба и Хорнера) в данном случае остаются неизменными. Для наблюдательных же скважин нарушения линейного режима фильтрации существенного значения обычно не имеют.

На результаты опытных откачек из водообильных пластов, особенно при значительной глубине скважин, существенное влияние могут оказать гидра-

влические потери напора внутри скважины (в водоподъемных трубах и по длине фильтра). Согласно (8.6) оценку величины потерь напора $\Delta H_т$ в водоподъемных трубах можно дать по формуле

$$\Delta H_т = \lambda \frac{L_т}{d_т} \cdot \frac{v_т^2}{2g}, \tag{8.17}$$

где $v_т$ — средняя скорость течения в трубах, $d_т$ и $L_т$ — диаметр и длина водоподъемных труб.

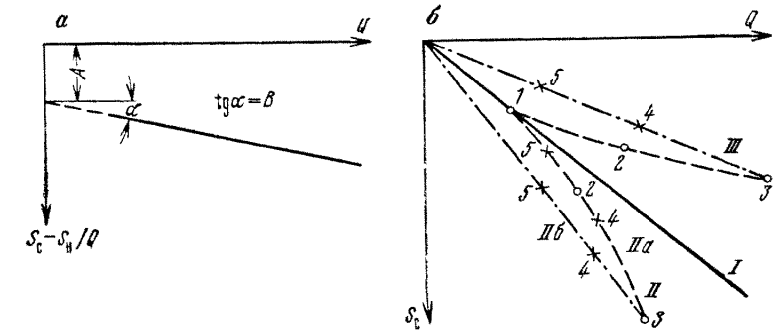


Рис. 68. Индикаторные графики зависимости понижения в скважине от расхода опробования:

а — расчетный график при нарушении линейного режима фильтрации; *б* — типичные кривые зависимости: S_c от Q (*I* — прямая линия при постоянном удельном расходе, *II а* и *II б* — кривые при уменьшении удельного расхода с ростом Q за счет гидравлических факторов и за счет увеличения сопротивления прискважинной зоны; *III* — кривые при увеличении удельного расхода с ростом Q за счет деформации прискважинной зоны; кружочки и крестики — точки прямого и оборотного хода опробования)

Влияние потерь в водоподъемных трубах проявляется в индикаторной кривой S_c (Q), которая в этом случае также имеет двучленную форму вида (8.15) при параметре A, определяемом выражением

$$A = 0{,}8\lambda \frac{L_т}{g d_т^5}. \tag{8.18}$$

Найдя по графику $\overline{S}_c$ (Q) значение A, из (8.18) можно получить величину λ, которая должна согласовываться с расчетными значениями, например, получаемыми по формуле (8.6а) или по приведенным табличным данным.

При совместном влиянии потерь в трубах и нелинейности закона фильтрации величина A будет складываться из значений, определяемых выражениями (8.15а) и (8.18). Прямое разделение этих факторов можно произвести, имея непосредственные данные замеров потерь напора по длине водоподъемных труб.

При большом влиянии потерь напора $\Delta H_ф$ в пределах фильтра (рабочей части скважин) параметр нелинейности будет иметь несколько иное выражение, которое можно получить из формулы (8.19а).

При интерпретации нестационарного режима влияние гидравлических потерь внутри скважины наиболее существенно проявляется при опытных выпусках из самоизливающихся скважин, осуществляемых в режиме постоянного уровня на устье скважины. При откачках (или закачках) с постоянным расходом это влияние проявляется меньше, а при определении проводимости пласта по данным нестационарного режима оно не проявляется, поскольку величина $\Delta H_т$ при постоянном дебите откачки остается неизменной.

2.2. Деформации прискважинной зоны

Изменения проницаемости прискважинной зоны и связанные с этим нелинейности индикаторной кривой могут возникнуть за счет компрессии-декомпрессии водоносных пластов при снижении и повышении давления в скелете породы, соответствующих колебаниям напора воды в процессе откачки-закачки. Поскольку снижение напора при откачках вызывает обжатие пласта, то с увеличением понижения проницаемость пласта и удельный дебит должны уменьшаться, а при закачке эта зависимость должна иметь обратный характер. Имеются сведения о заметном проявлении этой зависимости в нефтегазовых коллекторах [8, 23] при очень больших депрессиях (понижениях напора). Для типичных гидрогеологических условий этот процесс пока не рассматривался.

Существенное влияние на режим откачки могут оказать разного рода суффозионные процессы в прискважинной зоне, которые могут привести как к увеличению, так и к уменьшению проницаемости прискважинной зоны (последнее может иметь место при откачке из заглинизированных скважин, при неправильно подобранном или плохо изготовленном фильтре).

Специфический характер такого рода деформаций наблюдается при откачках в глубоких скважинах, вскрываемых обычно путем простреливания обсадной колонны и ремонтного кольца кумулятивными или нулевыми перфораторами, образующими каналы в прискважинной зоне. Поскольку в процессе откачки снижение пластового давления приводит к увеличению давления на водоносный пласт со стороны перекрывающих его пород, то наименее устойчивая часть каналов разрушается и закрывается. В результате этого ухудшаются фильтрационные свойства призабойной зоны. В этом случае на графике временного прослеживания (S, lg t) возникают ступени, аналогичные тем, которые появляются в гетерогенных пластах. При закачках (нагнетаниях) обычно происходит уплотнение и кольматация прискважинной зоны, которая нередко приводит к заметному уменьшению ее проницаемости, в связи с чем удельные расходы при закачках оказываются существенно меньше, чем удельные дебиты при откачках [23].

Для анализа деформационных процессов видно, что в большинстве случаев они имеют необратимый характер. Поэтому для диагностики таких процессов рекомендуется провести опробования сначала с возрастающим расходом (прямой ход), а потом вернуться к меньшим расходам (обратный ход). При проявлениях необратимых фильтрационных деформаций кривые прямого и обратного хода не совпадут между собой (рис. 68, *б*). Кроме того, свидетельством раскольматации прискважинной зоны является возрастание удельного дебита с увеличением понижения в скважине.

Следует подчеркнуть, что изучение деформаций прискважинной зоны, направленное обычно на обоснование способов устройства эксплуатационных скважин, следует проводить по специальной программе, учитывая особенности геологического строения водоносных отложений, а также технологии бурения и оборудования скважин.

Влияние нестационарного режима. При построении индикаторных графиков (имея в виду зависимость безразмерного понижения S от времени) следует вводить коррективы на нестационарный режим, беря отсчеты понижений на определенные моменты времени, соответствующие одинаковым явлениям нестационарного режима. Покажем обоснование такого приема применительно к условиям квазистационарного режима, когда при постоянном дебите откачки

понижение уровня в скважине S_c определяется уравнением (4.7). Рассмотрим условия, когда первоначальная откачка ведется с дебитом Q_1 в течение времени t_1, после чего проводится откачка с дебитом Q_2 в течение времени $t_2 - t_1$. Найдем такое соотношение t_2/t_1, при котором обеспечивается выполнение линейной зависимости $S_c(Q)$, т. е. должно быть

$$S_c(t_2) = \frac{Q_2}{Q_1} S_c(t_1). \tag{8.19}$$

Запишем выражения для $S_c(t_1)$ и $S_c(t_2)$, исходя из (4.7) и используя принцип суперпозиции:

$$S_c(t_1) = \frac{Q_1}{4\pi T} \ln \frac{2{,}25at_1}{r_c^2}, \quad S_c(t_2) = \frac{Q_1}{4\pi T} \ln \frac{2{,}25at_2}{r_c^2} + \frac{Q_2 - Q_1}{4\pi T} \ln \frac{2{,}25a(t_2 - t_1)}{r_c^2} =$$

$$= \frac{Q_1}{4\pi T} \ln \frac{t_2}{t_1} + \frac{Q_2}{4\pi T} \ln \frac{2.25a(t_2 - t_1)}{r_c^2}. \tag{8.20}$$

Подставляя эти выражения в (8.19), получим соотношение

$$\lg \frac{t_1}{t_2 - t_1} = \frac{Q_1}{Q_2} \lg \frac{t_2}{t_1}, \tag{8.21}$$

из которого подбором можно найти значение расчетного времени t_2 второй ступени, соответствующее соотношению расходов Q_1/Q_2. Для упрощения расчетов по соотношению (8.21) можно пользоваться следующими данными:

$\frac{t_2 - t_1}{t_1}$	0,65	0,7	0,75	0,8	0,85	0,9
Q_2/Q_1	1,2	1,5	1,9	2,6	3,8	6,0

Аналогичное преобразование для третьей ступени откачки с дебитом Q_3 после откачки с дебитами Q_1 и Q_2 в течение времени t_1 и t_2, приводит к соотношению

$$\frac{Q_1}{Q_3} \lg \frac{t_3}{t_3 - t_1} + \frac{Q_2}{Q_3} \lg \frac{t_3 - t_1}{t_3 - t_2} = \lg \frac{t_1}{t_3 - t_2}, \tag{8.22}$$

из которого подбором находится время t_3, при котором следует фиксировать понижение $S(t_3)$ для индикаторной диаграммы при третьей ступени дебита. Если, например, рассмотреть условия, когда на каждой ступени дебит удваивается, т. е. $Q_2 = 2Q_1$ и $Q_3 = 2Q_2$, то время второй ступени должно составлять $t_2 - t_1 = 0{,}75\, t_1$, а время третьей ступени, согласно (8.22), получится $t_3 - t_2 = 0{,}25t_1$. Таким образом, каждая последующая ступень откачки должна задаваться короче предыдущей.

§ 3. Нестационарный режим в совершенной скважине

Особенности нестационарного режима при опробовании совершенных скважин связаны главным образом с влиянием емкости скважины и сопротивления прискважинной зоны. Рассмотрим построение расчетных зависимостей с учетом этих факторов применительно к условиям понижения уровня при первоначальной откачке, имея в виду, что они справедливы для любых изменений уровней (в том числе и для их восстановления), отсчитываемых от стабилизированных уровней перед изменением режима скважины.

Заметим, что при использовании данных о снижении уровней в центральной скважине практически без ограничения могут использоваться расчеты по периоду квазистационарного режима, поскольку здесь при $r = r_c^\circ$ условие квазистационарности (3.14) выполняется очень быстро. При этом для учета сопроти-

вления прискважинной зоны в расчетные зависимости вместо действительного радиуса скважины требуется ввести его приведенное (расчетное) значение r_c, которое при обработке опытных данных выступает в качестве дополнительного параметра системы скважина — пласт.

Поскольку процессы изменения уровней в работающей скважине проходят довольно быстро, то влияние перетекания в них сказывается обычно сравнительно, слабо, в связи с чем все дальнейшее рассмотрение будем вести для условий изолированного напорного пласта.

3.1. Изменения уровней после откачки

Наиболее общий способ обработки данных измерения уровня в совершенной скважине основывается на использовании решения в интегральных изображениях.

Рассмотрим решение фундаментальной задачи (постоянный расход скважины Q в неограниченном однородном изолированном пласте) с учетом заполнения емкости скважины, когда на стенке ее выполняется граничное условие (2.3). Изображение по Лапласу — Карсону для понижения уровня S здесь будет выражаться уравнением (2.43), в котором изображение дебита Q имеет вид

$$\bar{Q} = Q - \frac{1}{t_p}\int_0^\infty \Delta Q_c(t)\cdot e^{-t/t_p}\,dt, \tag{8.23}$$

где $\Delta Q_c(t)$ — часть расхода, отбираемая из ствола скважины. Поскольку $\Delta Q_c = \omega_т dS_c/dt$, то

$$\bar{Q} = Q - \frac{\omega_т \bar{S}_c}{t_p}, \tag{8.23а}$$

где $\bar{S}_c(t_p)$ — изображение Лапласа — Карсона для изменения уровня в скважине. При малых значениях аргумента можно считать $K_0(x) \cong \ln 1{,}13/x$ и выражение (2.62) для изображения $\bar{S}_c$ примет вид

$$\bar{S}_c = \frac{\bar{Q}}{2\pi T}\ln\frac{1.13\sqrt{at_p}}{r_c} = \frac{\bar{Q}}{4\pi T}\ln\frac{1{,}256at_p}{r_c^2}. \tag{8.24}$$

Относительная погрешность использования этого выражения ε_c оценивается соотношением:

$$\varepsilon_s = \frac{at_p}{r_c^2}. \tag{8.25}$$

Для обработки опытных данных уравнение (8.24) удобно записать в форме

$$\psi(t_p) = \frac{\bar{S}_c(t_p)}{\bar{Q}(t_p)} = \frac{1}{4\pi T}\left(\lg\frac{1.256a}{r_c^2} + \lg t_p\right). \tag{8.26}$$

Из (8.26) видно, что функция $\psi(t_p)$ линейно зависит от $\lg t_p$ и поэтому обработку опытных данных целесообразно вести, нанеся их на график $\psi(\lg t_p)$.

Для такой обработки опытных данных предварительно следует вычислить, согласно (2.66), величины $\bar{S}_c(t_p)$ при нескольких значениях параметра t_p, задаваемого соотношениями (2.70)—(2.72). После этого вычисляется функция $\psi(t_p)$ и строится расчетный график $\psi(\lg t_p)$, на котором опытные точки должны

ложиться на прямую линию с уклоном $0{,}183/T$, отсекающую на оси $\lg t_p$ величину $\lg t_p = -\lg (1{,}256a/r_c^2)$.

Решение фундаментальной задачи с учетом емкости скважины, доведенное до выражений для понижения уровня в скважине, обстоятельно рассмотрено в ряде работ [8, 18, 29, 37]. Оно имеет форму

$$S_c = \frac{Q}{4\pi T} W(u_c, \alpha); \quad u_c = \frac{r_c^2}{4at}, \quad \alpha = \mu^* \frac{d_c^2}{d_т^2} = \frac{\pi\mu^* r_c^2}{\omega_т}, \tag{8.27}$$

причем функция $W(u_c, \alpha)$ выражается довольно громоздким интегралом; ее численные значения представлены в табл. 10 приложения и на графике (рис. 69), заимствованным из работы [37].

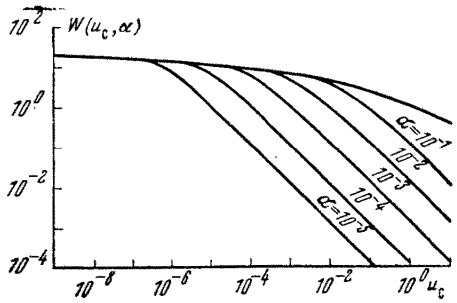


Рис. 69. График функции $W(u_c, \alpha)$

Приближенное решение этой задачи получено И. С. Пашковским [26], который основывался на отмеченной выше (см. § 1, гл. 4) приближенной инвариантности соотношения между расходом (дебитом) $Q_c = Q(r_c, t)$ и изменением (понижением) уровня в скважине $S_c = S(r_c, t)$. Эта инвариантность для сравнительно резких изменений режима скважины дает возможность использовать выражение

$$Q_c(t) = \frac{4\pi T S_c(t)}{\ln \dfrac{2{,}25at}{r_c^2}}, \tag{8.28}$$

где время t отсчитывается от момента изменения режима скважины (пуска, остановки или изменения расхода), а $Q_c(t)$ и $S_c(t)$ представляют собой изменения расхода и уровня воды в скважине. Тогда балансовое уравнение (2.3) представляется в следующем виде:

$$Q - \omega_c v_c = \frac{4\pi T S_c}{\ln \dfrac{2{,}25at}{r_c^2}}, \quad v_c = \frac{dS_c}{dt}. \tag{8.29}$$

При интегрировании уравнения (8.29) И. С. Пашковский принимает постоянной величину $\bar{S}_c^0 = \ln 1/u_c - 0{,}577$ и получает следующее приближенное выражение:

$$W(u_c, \alpha) = \left[1 - \exp\left(-\frac{\alpha}{3{,}9u_c\bar{S}_c^0}\right)\right]\bar{S}_c^0, \quad \bar{S}_c^0 = \ln\frac{1}{u_c} - 0{,}577. \tag{8.30}$$

Сопоставление этого выражения с табличными данными показывает, что при $\alpha < 0{,}1$ его погрешность не превышает 10%, а при меньших α достигается практически полное совпадение точных табличных данных с расчетами по выражению (8.30).

Обработка опытных данных по уравнению (8.27) может проводиться по способу эталонных кривых [37]. Однако поскольку эти кривые при различных значениях α имеют однотипный характер (см. рис. 69), такой расчет может давать неоднозначный результат.

Более удобным для обработки опытных данных представляется непосредственное использование уравнения (8.29), записанного в виде

$$\hat{S}_c = \frac{S_c}{Q - \omega_т v_c} = \frac{0{,}183}{T}\left(\lg\frac{2{,}25a}{r_c^2} + \lg t\right). \tag{8.31}$$

Из уравнения (8.31) следует, что на графике зависимости величины $\hat{S}_c$ от $\lg t$ опытные данные должны лечь на прямую линию, по уклону и любой ординате

которой определяются параметры (T и a/r_c^2). Для расчетов величины S_c необходимо предварительно рассчитать значения скорости изменения уровня в скважине v_c путем численного дифференцирования опытных данных изменения уровня. Учитывая резкую неравномерность изменения уровня в скважине, целесообразно осуществлять эту операцию, записывая величину v_c в такой форме:

$$v_c = \frac{\Delta S_c}{\Delta t} = \frac{\Delta S_c}{t\,\Delta \ln t} = \frac{S_c}{t}\,\sigma, \quad \sigma = \frac{\Delta \lg S_c}{\Delta \lg t} \tag{8.32}$$

и используя для определения величины $\Delta S_c/\Delta \ln t$ и $\sigma = \Delta \lg S_c/\Delta \lg t$ графики опытных данных, построенные в координатах S_c, $\ln t$ или $\lg S_c$, $\lg t$.

Численный анализ уравнения (8.31), основанный на сопоставлении его со строгим решением, в котором функция $W(u_c, \alpha)$ определялась по табл. 11 приложения, показал, что использование уравнения (8.31) во всех случаях гарантирует точность в определении проводимости до 15%, а при $t > \omega_т/T$ погрешность $\varepsilon_т$ при использовании уравнения (8.31) снижается до 5—10%.

В общем случае изменения расхода скважины на величину ΔQ, в приведенных зависимостях полагается $Q = \Delta Q$, а величина S_c представляет собой изменение уровня в скважине относительно его положения перед изменением расхода. В частности, при восстановлении уровня Q представляет собой расход скважины до ее остановки, а S_c — повышение уровня относительно положения перед остановкой скважины.

Если $\omega_т v_c \ll Q$, то влиянием емкости скважины можно пренебречь и вести расчеты непосредственно по способу прямой линии Джейкоба, строя зависимость S_c от $\lg t$. Следует подчеркнуть, что на расчеты проводимости пласта по этой зависимости не влияет радиус скважины и, следовательно, они остаются справедливыми и при наличии сопротивления прискважинной зоны. Расчеты же коэффициента пьезопроводности по данным центральной скважины оказываются уже недостоверными и вместо него определяется комплексный параметр a/r_c^2, по которому, зная величину a из обработки кустовых откачек (или даже из литературных материалов), можно найти величину приведенного радиуса скважины r_c.

Как указано в работе [37], влиянием емкости скважины можно пренебрегать при условии

$$t > 80\,\frac{\omega_т}{T}. \tag{8.33}$$

Из анализа выражения (8.30) следует, что для погрешности в определении проводимости такое условие представляется выражением

$$\varepsilon_т = \exp\left(-\frac{\alpha}{3{,}9 u_c \bar{S}_c^0}\right) \tag{8.34}$$

или

$$t = \frac{\omega_т \bar{S}_c^0}{3{,}2T} \ln\frac{1}{\varepsilon_т}. \tag{8.34а}$$

Для приближенной оценки на основании (4.7) можно задать $\bar{S}_c^0 \cong 20$ и $\varepsilon_т = 0{,}1$. Тогда время, при котором можно пренебречь емкостью скважины, выражается неравенством

$$t = \frac{\omega_т}{T}, \tag{8.35}$$

согласно которому оно получается примерно на порядок меньшим, чем это следует из (8.33). При расчетах интегральными методами влияние емкости скважины оценивается погрешностью $\varepsilon_т$, определяемой выражением

$$\varepsilon_т = \frac{\omega_т \bar{S}_c}{Q t_p}, \qquad (8.35а)$$

которое непосредственно следует из (8.23а).

В заключение подчеркнем, что влияние емкости скважины необходимо учитывать только для скважин с открытой поверхностью воды; для напорных (самоизливающихся) скважин учет этого фактора не требуется.

3.2. Экспресс-налив в совершенную скважину

Экспресс-налив в совершенную скважину рассмотрим в условиях однородного изолированного пласта. Решение задачи для таких условий представлено в работе [18]. Наиболее удобным для полного анализа является представление этого решения в форме изображения изменения уровня в скважине S_c по Лапласу — Карсону, которое выражается уравнением:

$$\bar{S}_c(t_p) = S_c^0 \frac{K_0(\lambda_p)}{K_0(\lambda_p) + \frac{2\pi T t_p}{\omega_т} K_1(\lambda_p)}, \quad \lambda_p = \frac{r_c}{\sqrt{a t_p}}. \qquad (8.36)$$

Для скважины обычно $r_c \ll \sqrt{a t_p}$, что позволяет считать $K_1(\lambda_p) \cong 1/\lambda_c$ и $K_0(\lambda_p) \cong$ $\cong \ln 1{,}13/\lambda_p$.

Тогда после небольших преобразований уравнение (8.36) приводится к виду

$$\frac{S_c^0}{S_c} - 1 = \frac{2\pi T}{\omega_т t_p} \cdot \frac{1}{\ln \frac{1{,}13\sqrt{a t_p}}{r_c}}. \qquad (8.37)$$

Для обработки опытных данных это уравнение удобно представить в следующей форме:

$$\psi(t_p) = \frac{\bar{S}}{(S_0 - \bar{S}) t_p} = \frac{\omega_т}{2\pi T} \ln \frac{1{,}13\sqrt{a t_p}}{r_c} = 0{,}183 \frac{\omega_т}{T} \left(\lg t_p + \lg \frac{1{,}26a}{r_c^2} \right), \qquad (8.38)$$

откуда следует, что на графике зависимости $\psi(\lg t_p)$ опытные данные должны лечь на прямую линию с углом наклона $\Delta\psi/\Delta \lg t_p = 0{,}183\omega_т/T$ и отрезком $\lg t_p^0 = \lg r_c^2/1{,}26a$, отсекаемым на оси $\lg t_p$.

На конечном этапе опыта для обработки данных экспресс-налива рекомендуется [18] использовать уравнение (4.28), согласно которому при больших t должна устанавливаться линейная связь между S_c и $1/t$. Для выявления этой связи строится график зависимости S_c от $1/t$, который при больших значениях t должен выходить на прямую линию, снимая с которой любые значения S_c и $1/t$, найдем проводимость пласта по формуле

$$T = \frac{V}{4\pi S_c} \cdot \frac{1}{t}. \qquad (8.39)$$

3.3. Диагностика опытных данных

При обработке данных нестационарного режима в работающей скважине (при откачке-закачке или восстановлении уровня) начальный (качественный) этап диагностики проводится так же, как и для кустовых откачек. Однако

последующую интерпретацию приходится вести при существенно ограниченной информации, представленной лишь временными индикаторными графиками откачки-закачки и восстановления уровня по единственной опытной скважине. Предварительно эти графики должны пройти «отбраковку»: с них удаляются точки, достаточно ясно квалифицируемые как результат погрешностей замера или как следствие кратковременных рывков в работе насоса. При наличии подробных сведений о колебаниях расхода насоса составляется дополнительный индикаторный график в изображениях $\tilde{S}/\tilde{Q} = f(\ln t_p)$ (см. § 4, гл. 2).

Графики восстановления для скважин в относительно слабопроницаемых пластах оцениваются на предмет возможного влияния емкости скважины — по условию (8.23). Вторично они корректируются с учетом расхода воды на заполнение ствола скважины в соответствии с уравнением (8.23а). В этом случае также полезно построение дополнительного индикаторного графика в изображениях.

Поскольку в подавляющем большинстве случаев оценка пьезопроводности по одиночным откачкам представляется нереальной, то диагностика индикаторных графиков должна быть прежде всего направлена на выявление на них представительных участков для оценки проводимости — по наклону графика $S = f(\lg t)$. Заметим, что, если изменения наклона подобного участка при двух крайних его рисовках выходят за рамки допустимой относительной погрешности определения проводимости, то этот факт позволяет квалифицировать эксперимент как неудовлетворительный по качеству.

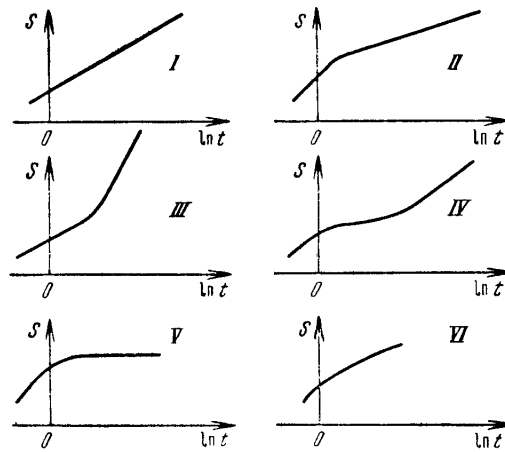


Рис. 70. Характерные графики временного прослеживания уровня в центральной скважине

Наиболее характерные индикаторные графики единичных откачек приведены на рис. 70

График I, который встречается сравнительно редко, может обычно трактоваться двояко: а) «скин-эффект» имеет существенное значение, а откачка была сравнительно кратковременной; при этом наклон графика отвечает проводимости лишь прифильтровой зоны скважины; б) откачка ведется в изолированном напорном пласте, «скин-эффект» проявляется очень слабо, а замеры на начальных этапах откачки (восстановления) отсутствуют.

Вариант Iа, который является более частным, обычно диагностируется по неправдоподобно низким значениям расчетной проводимости и, наоборот, нереально высоким значениям коэффициента пьезопроводности (при определении стандартным графоаналитическим методом). Возможность варианта Iб должна быть подтверждена совпадением значений проводимости, полученных повторным опытом при существенно большей продолжительности.

График II может объясняться влиянием «скин-эффекта» или емкости скважины на первом этапе откачки. Если вторая часть графика уверенно аппроксимируется наклонной прямой, то его можно рассматривать как свидетельство схемы изолированного напорного пласта. Соответственно, второй участок

графика может использоваться для определения проводимости и комплексного параметра a/r_c^2. Для убедительной диагностики необходимо удостовериться в совпадении наклона соответствующих участков кривых откачки и восстановления, которые целесообразно строить совместно, как единый результирующий график эксперимента. В слабопроницаемых породах полезно предварительно дополнить диагностику построением графика восстановления уровня в изображениях вида $\Delta\bar{H} = f(\lg t_p)$ с учетом емкости скважины, который обрабатывается далее по уравнению (8.26). Обязательной в этом случае является оценка времени влияния емкости скважины по выражениям (8.34) или (8.35).

График III может объясняться влиянием самых разнообразных факторов — как природных, так и технических («жесткость» кровли, гетерогенность, гидродинамическое несовершенство скважин и др.) и при одиночных откачках надежно диагностируется относительно редко. При использовании его конечного прямолинейного участка очень велика вероятность завышения проводимости вследствие медленного и плавного выхода графика на прямолинейную асимптоту (не полученную при откачке). Обычно при одиночных откачках фиксируется лишь некоторый — либо начальный, либо конечный участок графиков временного прослеживания.

График вида IV может свидетельствовать о влиянии перетекания из соседних пластов. Следует, однако, помнить, что тот же вид может иметь «усеченный» график III, заканчивающийся на участке ложностационарного режима.

Графики вида V встречаются на практике очень часто и могут диагностироваться лишь по общегеологическим предпосылкам, так как исследование самих графиков мало что добавляет для диагностики.

При откачках подземных вод с повышенной температурой и газонасыщенностью могут возникать аномалии нестационарных процессов, влияние которых требует специального анализа [4, 27].

В целом, с учетом всех упомянутых здесь и ранее факторов, влияющих на результаты одиночных откачек (в первую очередь «скин-эффекта»), диагностика их данных чаще всего оказывается нечеткой, а иногда, вообще, неопределенной.

§ 4. Нестационарный режим в несовершенной скважине

Интерпретация нестационарного режима в несовершенных скважинах является еще более трудной задачей, чем в совершенных скважинах, поскольку здесь добавляется осложняющее влияние характера фильтрационного потока вблизи скважины. Поэтому применительно к несовершенным скважинам сейчас можно говорить не столько о разработке завершенных рекомендаций по методике интерпретации данных нестационарного режима, сколько о поисках возможностей решения такой задачи.

4.1. Откачка и восстановление уровней

Обработка нестационарного режима (главным образом, восстановления уровня после откачки) в несовершенной скважине на начальном этапе может производиться, исходя из уравнения (7.3). Оценим прежде всего условия, при которых такой расчет оказывается реальным. При характерных размерах скважины можно принять в (7.3) $\bar{S}_l^0 \cong 5$ и, допуская возможность расчетов при изменениях уровня в пределах 5% от предельного понижения (что обычно

составляет несколько десятков см), получим, что такие расчеты можно вести при $\overline{S}_l^0(t) \geqslant 0{,}25$, откуда согласно (7.4) получим условие $at \leqslant l^2$. Учитывая, кроме того, условие применимости уравнения (7.4), получим, что расчетное время для такой обработки должно находиться в пределах

$$\frac{l^2}{20a} < t < \frac{l^2}{a}. \tag{8.40}$$

В частности, при $l = 10$ м и $a = 10^4$ м^2/сут, получим из (8.40), что расчеты нестационарного режима можно вести при $t < 0{,}01$ сут $\cong 15$ мин. Следовательно, при $a > 10^4$ м^2/сут не следует рассчитывать на интерпретацию данных нестационарного режима в центральной скважине, однако при $a < 10^4$ м^2/сут она уже может стать реальной.

При таких условиях для обработки данных восстановления уровня можно исходить из уравнения (7.3), преобразовывая его в форме зависимости S_c от скорости изменения уровня в скважине v_c. Получая выражение для $v_c = dS_c/dt$ дифференцированием уравнения (7.3) и вводя его в уравнение (7.3) вместо времени t, можно показать, что понижение уровня в скважине S_c должно быть линейно связано с величиной $\sqrt[3]{v_c}$, а соотношение между изменениями величин S_c и $\sqrt[3]{v_c}$ имеет вид

$$\frac{\Delta\sqrt[3]{v_c}}{\Delta S_c} = \frac{2\pi k}{\sqrt[3]{Q^2\eta^*}}. \tag{8.41}$$

Для расчетов по выражению (8.41) период времени, определяемый условием (8.40), разбивается на ряд интервалов, в пределах которых по графику изменения уровня в скважине рассчитываются значения ΔS_c, а по предварительно построенному графику зависимости $\sqrt[3]{v_c}$ от времени находятся соответствующие значения $\Delta\sqrt[3]{v_c}$, как приращений величины $\sqrt[3]{v_c}$ за тот же интервал времени. Получив далее соотношение $\Delta\sqrt[3]{v_c}/\Delta S_c$ для различных интервалов времени, следует убедиться в его постоянстве и после этого из (8.41) найти значение k при заранее известном η^*.

Для скважин со сравнительно небольшой степенью несовершенства, рассматривая нестационарный режим понижения уровня в скважине при постоянном дебите откачки, представим выражение для S_c в виде

$$S_c = \frac{Q}{4\pi km}[W(u_c, \alpha) + 2\zeta_c - 2\Delta\zeta_c(t)], \tag{8.42}$$

где $W(u_c, \alpha)$ — приведенная выше безразмерная функция совершенной скважины с учетом емкости ее, а член $\Delta\zeta_c(t)$ учитывает изменение во времени величины поправки на несовершенство скважины.

Численный анализ показывает, что практически можно считать

$$\Delta\zeta_c(t) = \frac{1}{\sqrt{\pi}}\left(\frac{1}{\sqrt{\frac{1}{\lambda^2 l^2} - 0{,}12}} - \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{\lambda^2} - 0{,}12}}\right). \tag{8.43}$$

Обычно нас интересуют сравнительно малые значения λ, при которых $1/\lambda^2 \gg 0{,}12$. Это позволяет упростить выражение (8.43), приводя его к виду

$$\Delta\zeta_c(t) = \frac{\lambda}{\sqrt{\pi}}(\bar{l} - 1). \tag{8.43а}$$

Погрешность в определении проводимости $\varepsilon_т$ за счет пренебрежения величиной $\Delta\zeta_c\,(t)$ оценивается соотношением:

$$\varepsilon_т = \frac{\partial\,\Delta\zeta_c\,(t)}{\partial \ln t} = \frac{\lambda\,(1-\bar{l})}{2\sqrt{\pi}}, \tag{8.44}$$

откуда следует, что время, когда можно пренебречь изменением поправки на несовершенство скважины, определяется неравенством

$$t > \frac{m^2\,(1-\bar{l})}{50a\varepsilon_т}. \tag{8.44а}$$

Для скважины, примыкающей к водоупору, величину m в этом неравенстве следует удваивать.

При выполнении этого неравенства обработка данных нестационарного режима уровней в несовершенной скважине может производиться так же, как и для совершенных скважин; при этом необходимо заменить радиус скважины на его приведенную величину, определяемую в однородном пласте выражением (7.51).

4.2. Экспресс-налив в несовершенную скважину

При выводе расчетных зависимостей для экспресс-налива в несовершенную скважину обычно предполагают, что вблизи скважины сразу же устанавливается квазистационарный режим фильтрации, на который, кроме того, практически не влияют границы потока. В связи с этим при проведении экспресс-налива в покровных отложениях рекомендуется заглублять фильтр скважины под свободную поверхность не менее чем на полторы длины фильтра, т. е. должно быть $c > 1{,}5l$ (рис. 71, *а*). В указанной постановке расход Q потока, выходящего из скважины, связывается с избыточным напором H в скважине выражением

$$Q = kl^0 H, \tag{8.45}$$

где l° — расчетный размер рабочей части скважины, который для скважины с фильтром длиной l и радиусом r_c согласно (7.1) имеет выражение

$$l^0 = \frac{2{,}73l}{\lg\dfrac{0{,}7l}{r_c}}, \tag{8.45а}$$

а для скважины (колодца) диаметром $d_к$, работающей только дном [35]:

$$l^0 = 5dk. \tag{8.45б}$$

Баланс воды в скважине определится из условия, что расход Q компенсируется снижением уровня в ней, т. е.

$$-\omega_т\,dH = Q\,dt, \tag{8.46}$$

где $\omega_т$ — площадь горизонтального сечения скважины над статическим уровнем воды.

Совместное решение уравнений (8.45) и (8.46) дает дифференциальное уравнение с разделяющими переменными, которое после интегрирования приводится к виду

$$\ln\frac{H_0}{H} = \frac{kl^0}{\omega_т}t, \tag{8.47}$$

где H_0 — высота начального столба воды при наливе.

Из уравнения (8.47) следует, что на графике зависимости величины $\lg H_0/H$ от времени (см. рис. 71, *б*) опытные точки должны ложиться на прямую линию, приходящую в начало координат. Беря на этой прямой любую точку с координатами $\lg H_0/H$, t, можно определить коэффициент фильтрации по формуле

$$k = 2{,}3 \frac{\omega_т}{l^0 \cdot t} \lg \frac{H_0}{H}. \qquad (8.48)$$

Опыт обработки данных экспресс-налива показывает, что иногда нарушения прямолинейного характера расчетного графика существенно проявляются в самом начале процесса. В таких случаях рекомендуется сдвинуть расчетное начало процесса (момент $t = 0$), изменив соответственно величину H_c^0. Таким образом, обычно удается добиться достаточно хорошей прямолинейности расчетного графика.

Анализ приведенных выше зависимостей для экспресс-опробования показывает, что применение этого вида работ рационально в сравнительно слабо проницаемых породах (ориентировочно, при $k < 1$ м/сут). Следует отметить, что достоверность оценки проницаемости по данным экспресс-налива (или откачки) в значительной степени зависит от сохранности прискважинной зоны, поэтому для их применения требуется доказательство незначительного влияния сопротивления прискважинной зоны.

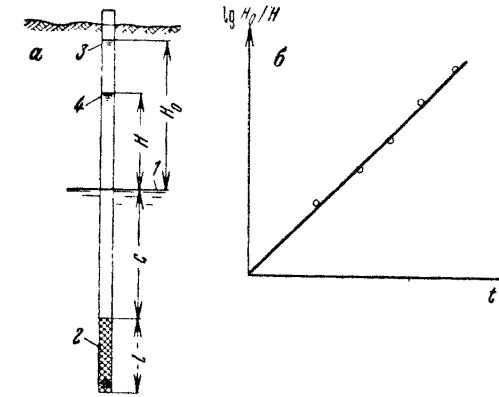


Рис. 71. Схема экспресс-налива в несовершенную скважину:

а — расположение скважины (*1* — статический уровень; *2* — фильтр; *3* и *4* — уровни в скважине на моменты $t = 0$ и t); *б* — форма графика для обработки данных экспресс-налива

Применение таких экспресс-наливов, начиная с работ Д. Кирхэма [36], широко рекомендуется для опробования покровных отложений, особенно, применительно к мелиоративным объектам [35], однако доказательств степени достоверности получаемых результатов пока еще не получено.

§ 5. Гидрогеофизические методы опытно-фильтрационных опробований одиночных скважин

В развитии и совершенствовании опытно-фильтрационных опробований заметную роль играют гидрогеофизические методы, которые, являясь гидродинамическими по существу и теоретическим предпосылкам, при своей реализации требуют использования геофизической аппаратуры *. Наиболее характерными видами гидрогеофизических опробований являются расходометрия

* В связи с последним обстоятельством гидрогеофизические опробования обычно проводятся и интерпретируются геофизиками, что нередко приводит их к отрыву от общей направленности и методики опытно-фильтрационных опробований. Важно, чтобы окончательная интерпретация таких опробований проводилась гидрогеологами.

и резистивиметрия скважин, при использовании которых определение фильтрационных характеристик производится либо по распределению скорости движения жидкости (расхода потока) по стволу скважины при откачке или наливе, либо по изменению геофизических параметров воды (электрического сопротивления, температуры) в скважине и в пласте. Ниже рассматриваются принципиальные положения теории и методики таких опробований без представления их технологии, отраженных в геофизических работах [10, 16, 20].

5.1. Расходометрия

При расходометрии находится распределение расхода потока по стволу скважины при закачке-откачке, а также в естественных (не нарушенных опробованием) условиях. По данным таких измерений строится эпюра расходов Q_z, протекающих в каждом сечении скважины, а изменение этого расхода в пределах каждого участка скважины определяет собой приток к скважине в пределах этих участков. Интерпретация таких данных позволяет оценить фильтрационную неоднородность опробуемого пласта (или системы пластов) по вертикали. Эффективно использование расходометрии и для оценки изменения сопротивления прискважинной зоны вдоль рабочей части (фильтра) скважины [16, 27]

При теоретическом обосновании расходометрии исходят из того, что в центральных скважинах, работающих в слоистых пластах и системах пластов, как показано в § 2, гл. 5, быстро устанавливается квазистационарный режим, при котором расход ΔQ_i в пределах каждого i-го слоя пропорционален изменениям (понижениям или повышениям) уровня и проводимости $T_i = k_i m_i$ этого слоя (с коэффициентом фильтрации k_i и мощностью m_i). Тогда, получая по данным расходометрии поинтервальные расходы поглощения ΔQ_i, определим проводимость T_i из соотношения

$$T_i = \frac{\Delta Q_i}{Q} T, \tag{8.49}$$

где Q — суммарный расход скважины, а T — суммарная проводимость пласта.

При различии напоров по вертикали, обусловливающих заметные (замеряемые) перетоки по стволу скважины, расходометрией следует предварительно получать расходы Q_z^0 в естественных условиях. После этого, получив расходы по стволу скважины Q_z в нарушенных условиях (при откачке-закачке), нужно проводить обработку данных по соотношению (8.49), беря (в качестве расчетного значения расхода в каждом сечении) разницу значений Q_z и Q_z^0 (со своим знаком).

Особо следует остановиться на учете гидравлических потерь в скважинах при расходометрии, поскольку этот фактор может вынести существенные погрешности в интерпретацию расходометрических данных, ибо при наличии значительных потерь напора в скважине понижение напора будет меняться по глубине скважины и соотношение (8.49) теряет свою силу.

Для обработки данных расходометрии фильтровых скважин существуют предложения по учету гидравлических потерь на фильтре [11, 15], основанные на приближенных решениях, в которых принимаются допущения о послойном характере фильтрации [11] или о постоянстве напоров по длине фильтра [15]. Как уже отмечалось в § 1, справедливость таких допущений представляется сомнительной. Для условий расходометрии скважин такого рода решения, по-видимому, плохо применимы, поскольку в этом случае прежде всего необходимо учитывать гидравлические потери внутри скважины, а не на стенках

фильтра. Для оценки фактора гидравлических потерь внутри скважины рассмотрим представленное выше (см. § 1) решение задачи формирования потока при откачке из совершенной скважины в однородном пласте, обращая внимание на анализ зависимости приращения расхода потока в скважине Q_z от общего расхода (дебита) скважины Q. Поскольку приращение относительного расхода $\bar{Q}_z = Q_z/Q$ характеризуется выражением $d\bar{v}/d\bar{z}$, оно может быть представлено уравнением (8.14). При сравнительно небольших проявлениях гидравлических факторов, согласно (8.10), α пропорционально Q и соответственно из (8.14) получим, что относительное приращение расхода потока линейно зависит от общего расхода скважины Q.

Из этого вывода следует, что для учета гидравлических потерь в скважине следует провести расходометрию при нескольких (желательно не менее трех) ступенях расхода опробования скважины Q. После этого для каждого интервала опробования по стволу скважины нужно построить зависимость $\Delta\bar{Q}_i = \Delta Q_i/Q$ от Q, которая должна иметь линейный характер. Проведя на графике в координатах $\Delta\bar{Q}_i$, Q по опытным точкам прямые линии, экстраполяцией получим значение $\Delta\bar{Q}_i^0$ при $Q = 0$, которое и должно закладываться в расчеты по соотношению (8.49).

Из выражения (8.14) следует, что обусловливаемая гидравлическими потерями относительная погрешность ε_k определения коэффициентов фильтрации по данным расходометрии, соответствующая относительному изменению приращения расхода, меняется от $-\alpha$ (при $z = 0$) до 3α (при $\bar{z} = 1$). Для оценки величины ε_k будем исходить из ее максимального значения $\varepsilon_k = 3\alpha$, принимая для α в совершенной скважине упрощенное выражение (8.10) с введением в него площади сечения скважины $\omega = 0{,}785\, d_c^2$. Тогда

$$\varepsilon_k = \frac{2{,}2 + 0{,}33\,\dfrac{\lambda m}{d_c}}{g\omega^2 \lg \dfrac{m}{d_c}}\, kmQ. \qquad (8.50)$$

При задании расхода опробования его верхний предел целесообразно назначать так, чтобы величина ε_k была не слишком значительной, а нижний предел устанавливался, исходя из чувствительности и технических погрешностей расходомеров. К сожалению, до сих пор не дано обоснование достоверности расходометрических данных в зависимости от постановки опыта и объема измерений.

Технология проведения расходометрии и используемая при этом аппаратура обстоятельно рассмотрены И. И. Гринбаумом [16] и И. М. Гершановичем [10]. Следует отметить, что для опробования открытых скважин безусловным преимуществом обладают расходомеры с пакерами, поскольку при отсутствии пакеров в данные расходометрии приходится вводить довольно неопределенные поправки на изменчивость диаметра скважины (по данным кавернометрии).

5.2. Резистивиметрия

При резистивиметрии производится измерение электрического сопротивления воды в скважине. Чаще всего эта операция осуществляется путем подсоления воды, а при наличии в пласте высокоминерализованных вод производится их замещение в скважине пресной водой.

При интерпретации резистивиметрических данных обычно считается, что поток подземных вод двигается в скважине только в горизонтальной плоскости,

так что в каждом интервале скважины поступает погонный расход q_c, связанный со скоростью фильтрации v соотношением

$$q_c = \frac{d_c v}{\xi}, \tag{8.51}$$

где ξ — коэффициент, учитывающий искажение потока вблизи скважины. Величина ξ существенно зависит от сопротивления прискважинной зоны, причем для скважины, имеющей кольцевую зону с коэффициентом фильтрации k_c (рис. 72), как показано Н. А. Огильви [25],

$$\xi = \frac{1}{4}\left[1 + \frac{d_c^2}{d_к^2} + \frac{k}{k_c}\left(1 - \frac{d_c^2}{d_к^2}\right)\right]. \tag{8.52}$$

Практическое использование этой формулы неосуществимо, поскольку значения d_c и k_c не поддаются определению (по крайней мере, по данным опытных

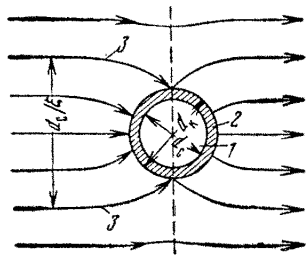


Рис. 72. Поток вблизи наблюдательной скважины при наличии прискважинной зоны:

1 — скважина; *2* — прискважинная зона коэффициентом фильтрации k_c; *3* — линии тока

опробований). Поэтому преобразуем эту формулу при малой толщине прискважинной зоны δ_c, когда $\delta_c \ll d_c$. При этом можно считать из (8.52), что $1 - d_c^2/d_k^2 \cong \cong 2\delta_c/d_c$, так что

$$\xi \cong 0{,}5\left(1 + \frac{k}{k_c}\cdot\frac{\delta_c}{d_c}\right). \tag{8.53}$$

С другой стороны, при $\delta_c \ll d_c$ параметр сопротивления прискважинной зоны ζ имеет вид [70]:

$$\zeta = \frac{1}{k_c}\ln\frac{d_c + \delta_c}{d_c} \cong \frac{k}{k_c}\cdot\frac{\delta_c}{d_c}, \tag{8.54}$$

подставляя которое в (8.53), получим расчетную формулу

$$\xi = 0{,}5\,(1 + \zeta). \tag{8.55}$$

По этой формуле можно определять значения ξ при полученным по данным опробования (откачки-закачки) значениям ζ; в частности, для «чистых» скважин (при $\zeta = 0$) получается $\xi = 0{,}5$, т. е. в этом случае скважина захватывает поток шириной $2d_c$.

Балансовое уравнение для изменения концентрации солей c в расчетном (единичном) интервале скважины запишем в виде

$$q_c\,(c - c_п)\,dt = -\frac{\pi d_c^2}{4}\,dc, \tag{8.56}$$

где $c_п$ — концентрации солей в пластовой воде. Подставив сюда выражение $q_с$ из (8.51) и проведя интегрирование, получим уравнение для изменения концентрации солей в виде

$$v = \frac{\pi \xi d_с}{4t} \ln \frac{c^0 - c_п}{c - c_п} = 1{,}8 \frac{\xi d_с}{t} \lg \frac{c^0 - c_п}{c - c_п}, \qquad (8.57)$$

где c^0 — исходная концентрация солей в скважине. Для обработки данных резистивиметрии целесообразно построить график зависимости $\lg \frac{c^0 - c_п}{c - c_п}$ от t, на котором опытные точки должны ложиться на прямую, приходящую в начало координат. Расчет по формуле (8.57) производится при этом по любой точке, снимаемой с этой прямой.

Резистивиметрия является более чувствительным способом, чем расходометрия, и потому ее рационально применять для опробования относительно слабопроницаемых водоносных пластов. Вместе с тем следует иметь в виду, что на процессы перемешивания воды в скважине существенно влияют вертикальные перетоки, обусловленные различием напоров по глубине. При четко фиксируемых дискретных зонах вертикальных перетоков предлагается интерпретировать резистивиметрию в расчете на основную роль таких перетоков [10, 20]. Однако в общем случае наличие заметных вертикальных перетоков настолько осложняет процесс, что нередко приводит к невозможности интерпретации резистивиметрических данных. Некоторые погрешности резистивиметрии при наличии в пласте глинистых отложений могут быть связаны с проявлениями физико-химических процессов [25].

При малых скоростях естественного потока может оказаться целесообразным применение «динамической» резистивиметрии, проводящейся в процессе откачки или закачки. Для обоснования такого способа составим конечно-разностное уравнение солевого баланса на участке скважины длиной Δz в течение времени Δt, обозначая: Q_z — расход потока посередине участка; ΔQ_z — приращение этого расхода на участке Δz; c и $c_п$ — концентрация солей на входе в участок и в пласте; Δc_z — приращение концентрации по длине участка; Δc_t - изменение средней концентрации в участке за время Δt:

$$[(Q_z - 0{,}5\Delta Q_z)c + \Delta Q_z c_п - (Q_z + 0{,}5\Delta Q_z)(c + \Delta c_z)]\Delta t = \omega \Delta z \cdot \Delta c_t. \qquad (8.58)$$

Разрешая это уравнение относительно ΔQ_z, получим выражение для определения погонного притока $q_с = \Delta Q_z / \Delta z$ в пределах расчетного интервала длины скважины:

$$q_с = \frac{Q_z \Delta c_z / \Delta z + \omega \Delta c_t / \Delta t}{c_п - c - 0{,}5\Delta c_z}. \qquad (8.59)$$

Такой опыт можно провести двумя способами. В первом случае необходимо предварительно произвести изменение концентрации воды в пределах рабочей части скважины, а после чего осуществить откачку из скважины. Во втором случае производится закачка воды с другим содержанием солей по отношению к пластовой воде. Откачку или закачку следует проводить циклами, при которых откачивается (или закачивается) количество воды, равное последовательно $^1/_4 V_с$, $^1/_2 V_с$, $V_с$ и $2V_с$, где $V_с$ — объем воды в пределах рабочей части скважины. Для более подробного анализа отдельных интервалов скважины начальные объемы могут задаваться еще меньшими. Обоснованных рекомендаций по расходам откачки-закачки (а, следовательно, по интервалам времени Δt каждого цикла) пока не имеется.

Разновидностью динамической резистивиметрии является динамическая термометрия, предполагающая проведение термометрии откачки из скважины. Идея такого опробования исходит из того, что возникающее при откачке движение воды в скважине приводит к подтягиванию снизу более теплой воды, причем характер изменения термограммы будет зависеть от распределения притока по стволу скважины. Это и дает основание для оценки профиля водопритока (проницаемости) по динамическим изменениям температурного режима скважины при откачке. Достоинства этого способа определяются использованием удобного естественного индикатора (температуры). Однако в этом опыте за счет влияния теплопередачи через стенки скважины и внутри нее возникают существенные помехи [32], заметно искажающие ход процесса (особенно в начальной его стадии). Недостаточно полный анализ процессов теплопереноса при динамической термометрии пока что не позволяет обосновать рациональные условия его применения.

§ 6. Опробование наблюдательных скважин

6.1. Исходные положения и общие зависимости

При нестационарном режиме в открытых наблюдательных скважинах возникает отставание в изменениях их уровней $S_н$ по отношению к изменениям уровней в водоносном пласте, обусловленное водообменом между скважиной и пластом, возникающим в связи с изменениями емкости скважины. Проявление такого отставания с некоторой условностью может быть названо инерционностью наблюдательной скважины. Оценка такой инерционности проводится на основании специальных опробований, которые основываются на следующих теоретических представлениях.

Записывая уравнение баланса для наблюдательной скважины с площадью сечения труб $\omega_т$, получим выражение для расхода потока $Q_н$, вытекающего из наблюдательной скважины при снижении в ней уровня и втекающего в нее при повышении уровня:

$$Q_н = \omega_т \frac{dS_н}{dt}. \tag{8.60}$$

Для оценки инерционности, численно характеризуемой разницей уровней в пласте и в скважине $\Delta S_н = S - S_н$, необходимо, кроме того, составить уравнение, связывающее величины $Q_н$ и $\Delta S_н$, исходя из условий фильтрации в зоне влияния наблюдательной скважины. Обоснование такой связи целесообразно проводить отдельно для несовершенных и совершенных наблюдательных. скважин.

Несовершенные («точечные») наблюдательные скважины. Наиболее определенно оценивается инерционность несовершенных наблюдательных скважин, имеющих существенно меньшую длину фильтра по сравнению с мощностью водоносного пласта. Такую скважину будем называть «точечным пьезометром». Исходя из теории несовершенных скважин (см. § 4, гл. 2 и гл. 7), можно считать, что вблизи такого пьезометра устанавливается квазистационарный режим фильтрации, и связь между $Q_н$ и $\Delta S_н$ описывается зависимостью (7.1), которая здесь будет иметь вид

$$Q_н = k l_н^0 \Delta S_н, \quad l_н^0 = \frac{2\pi l_н}{\ln \frac{\alpha l_н}{r_{нс}}} = \frac{2{,}73 l_н}{\lg \frac{\alpha l_н}{r_{нс}}}. \tag{8.61}$$

При определении расчетного размера фильтра $l^0_н$, величина α задается в зависимости от его расположения относительно границ пласта — кровли или подошвы. В частности, при удалении фильтра от границ пласта на расстояние, большее, чем длина фильтра, $\alpha = 0{,}7$, а для фильтра, примыкающего к одной из границ, $\alpha = 1{,}4$. Кроме того, для учета сопротивления фильтра величина $r_{нс}$ должна рассматриваться как расчетный радиус.

Подставляя $Q_н$ из (8.61) в (8.60), получим исходное уравнение для связи между величинами $S_н$ и S:

$$\frac{dS_н}{dt} = \theta (S - S_н), \quad \theta = \frac{kl^0_н}{\omega_т} \tag{8.62}$$

или

$$\frac{d\,\Delta S_н}{dt} + \theta \Delta S_н = \frac{dS}{dt}. \tag{8.62а}$$

Решение этих уравнений соответственно имеет вид

$$S_н = \theta e^{-\theta t} \int_0^{\theta t} S \cdot e^t \, dt \tag{8.63}$$

или

$$\Delta S_н = e^{-\theta t} \int_0^{\theta t} \frac{dS}{dt} e^t \, dt. \tag{8.63а}$$

Совершенные наблюдательные скважины *. Если влияние оттока жидкости из совершенной наблюдательной скважины (удаленной на расстояние r от центральной) на характер фильтрационного потока, обусловленного откачкой, всюду пренебрежимо мало, за исключением небольшой зоны радиуса $l\,(t)$ вокруг пьезометра, то, допуская применимость принципа сложения течений, приходим к дифференциальному уравнению относительно ΔS:

$$\frac{\partial \Delta S\,(r',\ t')}{\partial t'} = \frac{a}{r'} \cdot \frac{\partial}{\partial r'} \left[r' \frac{\partial \Delta S\,(r',\ t')}{\partial r'} \right], \tag{8.64}$$

где r' — расстояние от наблюдательной скважины до расчетной точки, причем $r' \leqslant l\,(t')$: t' — время, отсчитываемое от начального момента снижения уровня в пьезометре; $\Delta S\,(r',\ t')$ — превышение напора, обусловленное инерционностью, в точке с координатой r' на момент t'.

Используя метод интегральных соотношений (см. § 4, гл. 2), представляем $\Delta S\,(r',\ t')$ в виде

$$\Delta S\,(r',\ t') = b_0\,(t') \ln \frac{l\,(t')}{r'} + b\,(t') + b_1\,(t') \frac{r'}{l\,(t')}. \tag{8.65}$$

Так как при $r' = l\,(t')$ имеем $\Delta S = \frac{\partial \Delta S}{\partial r'} = 0$, то

$$\Delta S\,(r',\ t') = e_0\,(t') \left[\ln \frac{l\,(t)}{r'} + \frac{r'}{l\,(t')} - 1 \right]. \tag{8.65а}$$

* Решение получено В. А. Мироненко и Е. А. Ломакиным; апробировано на ЭВМ А. С. Мироновым.

Для нахождения $b_0(t')$ и $l(t')$ используем систему двух интегральных соотношений, получаемых после умножения членов уравнения (8.65а) на $r'dr'$ и r'^2dr':

$$\frac{d}{dt'}\int_{r_c}^{l(t')}\Delta S r'\,dr' = a\left(r'\frac{\partial \Delta S}{\partial r'}\right)\Bigg|_{r'=r_c}^{r'=l(t')}, \tag{8.66}$$

$$\frac{d}{dt'}\int_{r_c}^{l(t')}\Delta S r'^2\,dr' = \frac{1}{2}a\left(r'^2\frac{\partial \Delta S}{\partial r'}\right)\Bigg|_{r=r_c}^{r'=l(t')} - \int_{r=r_c}^{l(t')}\Delta S\,dr' \tag{8.66а}$$

Кроме того, используем связь между объемом воды, вытекающей из наблюдательной скважины, и емкостными свойствами пласта, которая позволяет исключить влияние «скин-эффекта»:

$$\omega_т(S-\Delta S_н) = 2\pi\mu^*\int_{r_c}^{l(t')}\Delta S r'\,dr', \tag{8.67}$$

где S — понижение в точке r_c расположения пьезометра.

Окончательно получаем

$$\Delta S(r',\ t') = \frac{S\left(\ln\dfrac{\sqrt{12at}}{r'} + \dfrac{r'}{\sqrt{12at'}} - 1\right)}{\ln\dfrac{\sqrt{12at'}}{r_c} - 1 + \dfrac{2\pi\mu^*}{\omega_т}at'}, \tag{8.68}$$

где

$$r' \leqslant \sqrt{12at}. \tag{8.69}$$

6.2. Оценка инерционности в типовых условиях

Совершенный пьезометр при откачке из совершенной скважины в изолированном пласте. Понижение в пласте $S(r, t)$, обусловленное откачкой, может быть выражено с помощью метода интегральных соотношений в виде (2.50), причем понижение начинается в момент $t_0 = r^2/12a$ (см. формулу 2.52). Тогда, полагая в зависимости (8.68) $r' = r_c$ и $t' = t - r^2/12a$, приходим к расчетной формуле

$$\frac{\Delta S_н}{S} = \frac{1}{1+f(\tau)}\left(\tau = \frac{12at'}{r_c^2} > 10;\ f(\tau) = \frac{\pi\mu^* r_c^2\tau}{6\omega_т(0{,}5\ln\tau - 1)}\right). \tag{8.70}$$

Если ограничиться оценками для области, где понижения достаточно ощутимы ($S/S_0 > 0{,}001$), то формулой (8.70) можно пользоваться при $\tau > 0{,}1r^2/r_c^2$, или ориентировочно при $\tau > 1000$. Однако, если исходить из целесообразности оценки инерционности для времени, измеряемого, как минимум, минутами, то достаточно рассмотреть значения $\tau > 10^5$. Так, при $\tau = 10^5$ и характерной упругой водоотдаче $\mu^* = 0{,}001$, относительная погрешность замера через несколько минут после начала откачки может достигать 10—25%, а при $\mu^* = 0{,}0001$ — даже 70%. Для низких значений упругой водоотдачи ($\mu^* < 0{,}0001$) на практике вполне возможны случаи, когда относительная погрешность замера будет составлять десятки процентов, спустя часы после начала откачки.

При наличии «скин-эффекта» относительная погрешность увеличивается (примерно по логарифмической зависимости) с уменьшением расчетного радиуса пьезометра (r_c).

Для ориентировочных оценок критерий (8.70) можно трансформировать, полагая, что $\pi r_c^2 \approx \omega_\tau$ и $12at \gg r^2$. Последнее справедливо для близко расположенных наблюдательных скважин в зоне квазистационарного режима. Потребовав, чтобы относительная погрешность замера не превышала 5%, получаем, что в критерии (8.70) соответственные величины $\mu^*\tau$ изменяются в относительно узких пределах и можно положить, что

$$t_{\min} \approx (15 \div 20)\,\frac{\omega_\tau}{T}, \tag{8.71}$$

где $t_{\min}$ — время от начала откачки, по истечении которого погрешность замера, обусловленная инерционностью, оказывается менее 5% (без учета «скин-эффекта» наблюдательной скважины). Отсюда видно, что для супесчаных и суглинистых грунтов время $t_{\min}$ может достигать нескольких часов. Тот же порядок имеют величины $t_{\min}$ для пьезометров, пройденных в песчаных грунтах, но характеризующихся значительным «скин-эффектом».

Несовершенный пьезометр при откачке из совершенной скважины в изолированном напорном пласте. В этом случае понижение напора в пласте (S) описывается уравнением (4.1), а связь между $S_н$ и S — уравнением (8.62). Имея в виду, что

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{Q}{4\pi T}\cdot\frac{e^{-u}}{u}\cdot\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{Q}{4\pi Tt}e^{-u}, \tag{8.72}$$

получим следующее выражение зависимости (8.63а):

$$\Delta S_н = \frac{Q}{4\pi T}\Delta\overline{S};\ \Delta\overline{S} = e^{-\tau}\int_0^t \exp\left(-\frac{r^2}{4a\xi}+\theta\xi\right)\frac{d\xi}{\xi}. \tag{8.73}$$

Как отметил В. А. Барон [2], это выражение для $\Delta\overline{S}$ с заменой переменной ξ на z при $\xi = \frac{r^2}{4az}$ приводится к виду

$$\Delta\overline{S} = \exp\left(-\frac{at}{B^2}\right)\int_u^\infty \exp\left(-z+\frac{r^2}{4B^2z}\right)\frac{dz}{z},\quad B = \sqrt{\frac{a}{0}}, \tag{8.74}$$

соответствующему функции безразмерного понижения при экспоненциально меняющемся дебите скважины; значения этой функции по данным, приведенным в работе [5], с некоторыми коррективами представлены в табл. 20.

Таблица 20

$\frac{r}{B}$	Значения $\Delta\overline{S}$ при значениях $u = r^2/4at$								
	0,05	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,2	1,6	2
0,1	2,39	1,8	1,22	0,902	0,538	0,373	0,158	0,086	0,037
0,8	1,143	1,27	1,04	0,82	0,532	0,362	0,156	0,085	0,049
1,0	0,252	0,513	0,665	0,62	0,45	0,328	0,149	0,083	0,048
2,0	0,05	0,101	0,197	0,256	0,268	0,231	0,125	0,074	0,044
2,5	0,0313	0,0615	0,122	—	—	—	—	—	—
3,0	—	0,42	0,0788	0,109	1,143	1,143	0,096	0,062	0,038
3,5	—	0,0305	0,0566	0,0782	—	—	—	—	—
4,0	—	—	0,0427	0,0588	0,08	0,088	0,071	0,049	0,032
5,0	—	—	0,0269	0,0368	0,051	0,057	0,051	0,038	0,027

Как следует из анализа этих табличных данных, применительно к условиям квазистационарного режима (при $u < 0{,}1$) с погрешностью до 5% можно пренебрегать влиянием инерционности при условии $\bar{r} > 2$. Раскрывая выражение для B, получаем это условие в виде

$$r\sqrt{\frac{\eta^* l_н^0}{\omega_т}} > 2 \tag{8.75}$$

или для допустимого диаметра труб

$$d_т < 0{,}57r\sqrt{\eta^* l_н^0}. \tag{8.76}$$

Для периода нестационарного режима такой критерий найдем, исходя из того, чтобы величина $\Delta S_н$ была меньше метрических погрешностей замеров $\Delta S_{зам}$. Принимая согласно (4.7) $Q = 0{,}7 \cdot T \cdot S_c$, из (8.73) получаем для этого критерия соотношение $\Delta S_{зам}/S_c = 0{,}06\Delta\bar{S}_н$, а при $\Delta S_{зам} = 0{,}02$ м и $S_c = 10$ м — допустимое значение $\Delta\bar{S}_{доп} \cong 0{,}04$. Численный анализ показывает, что максимальные (для данного значения $\bar{r}$) значения $\Delta\bar{S} = \Delta\bar{S}_{max}$ аппроксимируются выражением

$$\bar{r} = 4\lg\frac{1}{\Delta\bar{S}_{max}}, \tag{8.77}$$

откуда при $\Delta\bar{S}_{max} = \Delta\bar{S}_{доп} = 0{,}04$ получим допустимое значение $\bar{r} = 5{,}6$, что соответствует следующему критерию пренебрежимости инерционностью наблюдательной скважины:

$$r\sqrt{\frac{\eta^* l_н^0}{\omega_т}} > 5{,}6. \tag{8.78}$$

Соответственно, для допустимого диаметра труб получим условие:

$$d_т < 0{,}2r\sqrt{\eta^* l_н^0}. \tag{8.79}$$

Проведем теперь обоснование условия пренебрежимо малого влияния инерционности пьезометра при интерпретации нестационарного режима с учетом методики обработки опытных данных. Исходя из применения (как наиболее общего) способа эталонной кривой, такое обоснование производится сопоставлением эталонных кривых $\lg W$, $\lg 1/u$ с кривыми $\lg(W - \Delta\bar{S})$, $\lg 1/u$, построенными для разных значений r/B. Начало этих расчетных кривых (минимальное значение $1/u$) определялось условиями, когда при откачке достигалось минимально фиксируемое понижение S_{min}. Если считать $S_{min} = 0{,}02$ м, то при $Q/T \cong S_c \cong 5$ м получим, что расчеты следует вести при $W(u) > 0{,}05$. Численный анализ показал, что в наиболее интересном интервале значений возможных погрешностей расчетов можно связать относительную погрешность определения проводимости $\varepsilon_т$ и коэффициента пьезопроводности ε_a с параметром $\bar{r} = r/B$ следующими соотношениями *:

$$\bar{r} = 7{,}8\lg\frac{1}{\varepsilon_т} - 2{,}6, \quad \varepsilon_a = 2\varepsilon_т. \tag{8.80}$$

---

* Доказательства этих соотношений получены С. Б. Горожанкиной.

Таким же образом показано, что при $S_{\min} = 0{,}1$ м и $W(u) > 0{,}25$ погрешности инерционности будут характеризоваться соотношениями

$$\bar{r} = 5{,}7 \lg \frac{1}{\varepsilon_т} - 2{,}5, \quad \varepsilon_a = 2{,}5\varepsilon_т. \tag{8.81}$$

В частности, задавая $\varepsilon_т = 0{,}1$, по соотношению (8.80) получим $\bar{r} = 5{,}2$, и требуемый диаметр трубы скважины определится условием

$$d_т < 0{,}22r\sqrt{\eta^* l_н^0}, \tag{8.82}$$

совпадающим с условием (8.79).

Для оценки полученных критериев влияния инерционности пьезометров проведем расчеты при типичных для напорных пластов значениях $\eta^* = 10^{-4}$ 1/м и $l_н^0 = 5$ м ($l_н = 3$ м, $r_c = 0{,}05$ м). Для расчетов на квазистационарный режим зададим минимальное расстояние до наблюдательной скважины $r = 20$ м, при котором из (8.76) получим $d_т < 0{,}25$ м. Для расчетов по нестационарному режиму найдем минимальное расстояние до наблюдательной скважины $r_{\min}$, исходя из минимально возможного времени наблюдений $t = 10$ мин, $a = 10^5$ м^2/сут и значений $u = 1$—$1{,}5$, при которых начинает проявляться реакция пласта: $r_{\min} = 2\sqrt{uat_{\min}} = 2\sqrt{1 \cdot 10^5 \cdot 0{,}007} = 50$ м. Задавая в (8.82) $r = r_{\min} = 50$ м, получаем $d_т < 0{,}25$ м, т. е. в таких условиях влияние инерционности при реальных величинах диаметров труб пренебрежимо мало.

Откачка из несовершенной скважины в неограниченном однородном пространстве. Для этих условий понижение уровня в любой точке пласта, расположенной на расстоянии r_0 от середины центральной скважины при $r_0 > l$, описывается уравнением (2.17), дифференцируя которое, имеем:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{Q}{8\pi k\sqrt{\pi a t^3}} e^{-\lambda^2}, \quad \lambda = \frac{r_0}{2\sqrt{at}} \tag{8.83}$$

Подставляя (8.83) в (8.63а), получим выражение для разрыва уровней в наблюдательной скважине и в пласте

$$\Delta S_н = S_\infty \cdot \frac{\alpha}{\sqrt{\pi}} e^{-\tau} I(\tau, \alpha), \quad S_\infty = \frac{Q}{4\pi k r_0}, \tag{8.84}$$

$$\tau = \theta t, \quad \alpha = \frac{r_0}{2}\sqrt{\frac{\theta}{a}}, \quad I(\tau, \alpha) \int_0^\tau \xi^{-3/2} \exp\left(\xi - \frac{\alpha^2}{\xi}\right) d\xi. \tag{8.84а}$$

На рис. 73 представлен график зависимости относительной разницы уровней $\Delta\bar{S}_н = \Delta S_н / S_\infty$ от λ при различных значениях α. Численный анализ показывает, что максимальная величина $\Delta\bar{S}_н$, соответствующая относительной погрешности замера уровня ε_S, может быть аппроксимирована выражением

$$\xi_S = \frac{1}{8\alpha}. \tag{8.85}$$

откуда допустимое значение параметра инерционности θ, при котором уже можно не учитывать емкости скважины, будет представляться неравенством

$$\theta \geqslant \frac{a}{16 r_0^2 \varepsilon_S^2}. \tag{8.86}$$

Учитывая выражение θ (8.62), из (8.86) получаем условие, ограничивающее диаметр труб скважин

$$d_т \leqslant 4{,}5 r_0 \varepsilon_S \sqrt{\eta^* l_н^0}. \tag{8.87}$$

Для оценки погрешностей определения параметров за счет влияния инерционности пьезометра численный эксперимент проводился путем наложения эталонных кривых lg (erfc λ), lg 1/λ² и lg (erfc λ — $\Delta\bar{S}_н$), lg 1/λ². Начало расчетного времени сопоставления кривых принималось исходя из минимального

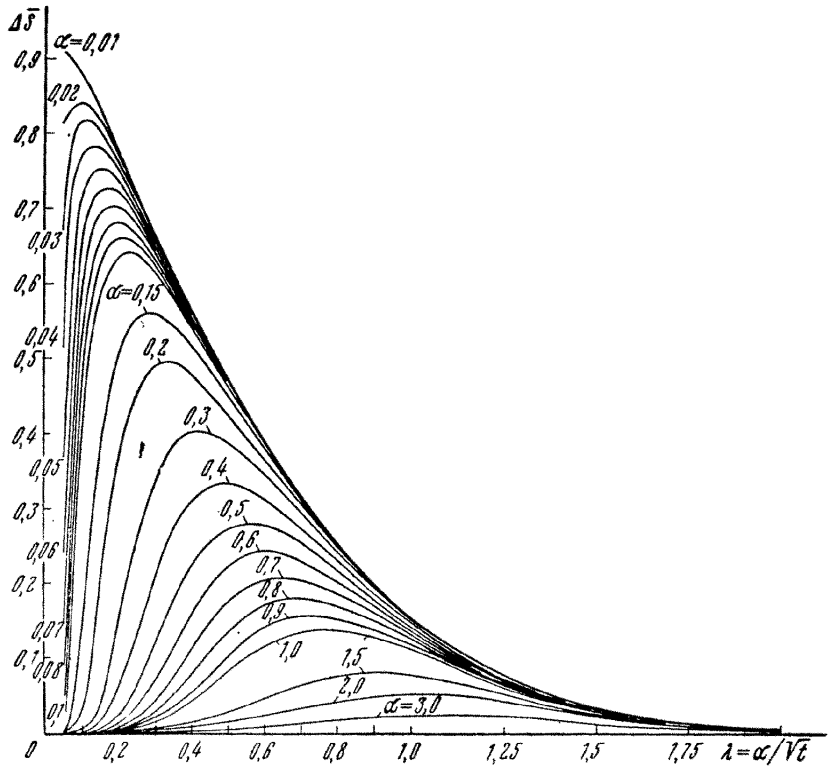


Рис. 73. График для относительной разницы уровней за счет инерционности пьезометра при откачке из несовершенной скважины в неограниченном пласте (по данным расчетов Г. С. Туманской)

понижения $S_{min} = 0{,}02$ м и предельного понижения в пьезометре $S_\infty = 1$ м, что дает ограничение erfc $\lambda > 0{,}02$. Численный анализ показал *, что в наиболее характерном интервале $\alpha = 1 \div 3$ относительные погрешности определения коэффициента фильтрации ε_k и коэффициента пьезопроводности ε_a можно приближенно определить следующими выражениями:

$$\alpha = 2 \lg \frac{1}{\varepsilon_k} - 1{,}2, \quad \varepsilon_a = 3{,}6 \varepsilon_k. \tag{8.88}$$

* Расчеты и их обработка проведены С. Б. Горожанкиной.

В частности, задаваясь допустимой погрешностью $\varepsilon_k = 0{,}1$, получаем допустимое значение $\alpha = 0{,}8$, что дает следующее условие для задания диаметра труб скважины:

$$d_т \leqslant 0{,}7 r_0 \sqrt{\eta^* l_н^0}, \tag{8.89}$$

совпадающее с (8.87) при $\varepsilon_S = 0{,}15$.

Для характерных значений $r_0 = 5$—10 м, $l_н^0 = 1$ м и $\eta^* = 10^{-4}$—10^{-3} 1/м, согласно (8.89), получим $d_т \leqslant 0{,}05$—$0{,}3$ м. Отсюда следует, что при отсутствии заметного сопротивления фильтра пьезометра требуемый диаметр труб находится обычно в пределах реально задаваемых значений.

Пьезометр из свободной поверхности в двухслойном пласте. Рассмотрим характерные условия «точечного» пьезометра, заглубленного под уровень свободной поверхности более чем на длину его фильтра, когда можно пренебречь влиянием свободной поверхности на приток к фильтру пьезометра. Появления инерционности наиболее резко сказывается здесь в начале периода ложностационарного режима, когда понижения в основном пласте практически стабилизируются, а понижение свободной поверхности S_0 идет наиболее интенсивно. Тогда, согласно (8.63а), получим выражение для $\Delta S_н = S_н - S_н^0$ при $S = S_0$, имея в виду, что понижение S_0 описывается уравнением (6.28) при $S = \text{const}$:

$$\Delta S_н = S_0 - S_н^0 = \frac{\varkappa S}{\theta - \varkappa}\left(e^{-\varkappa t} - e^{-\theta t}\right). \tag{8.90}$$

Найдя время достижения максимума величины $\Delta S_н^0$, приравняв к нулю ее производную, получим выражение для максимального значения величины $\Delta \bar{S}_н = \frac{\Delta S_н}{S}$, которая не должна превышать допустимую погрешность определения уровней ε_S. Таким образом, получим относительную погрешность влияния инерционности пьезометра в виде

$$\varepsilon_S = \bar{\varkappa} \exp\left(-\frac{\bar{\varkappa}}{\bar{\varkappa} - 1} \ln \bar{\varkappa}\right), \quad \bar{\varkappa} = \frac{\varkappa}{\theta} = \frac{\omega_т}{\mu m_п l^0}. \tag{8.91}$$

При практически интересных малых значениях ε_S можно считать $\varepsilon_S \cong \bar{\varkappa}$, откуда получим формулу для допустимого диаметра труб пьезометра

$$d_т \leqslant 1{,}1 \sqrt{\mu m_п l^0 \varepsilon_S}. \tag{8.92}$$

Поскольку реальные значения S составляют обычно 1—2 м, то при допустимой абсолютной погрешности $\Delta S_н = 1$—2 см имеем $\varepsilon_S \cong 0{,}01$ и условие (8.92) принимает вид

$$d_т \leqslant 0{,}1 \sqrt{\mu m_п l^0}. \tag{8.92а}$$

В частности, для характерных величин $\mu = 0{,}05$, $m_п = 10$ м и $l^0 = 2$ м получим допустимое значение диаметра труб $d_т \leqslant 0{,}11$ м. Отсюда следует, что в этом случае при отсутствии существенных фильтровых сопротивлений открытые скважины вполне могут применяться в качестве пьезометров при некотором ограничении диаметра труб значениями $d_т \geqslant 2''$—$4''$.

Пьезометр в разделяющем слое при оценке перетекания. Роль инерционности пьезометра, установленного в пределах разделяющего слоя вблизи центральной скважины, можно оценить с некоторым запасом, полагая, что на контакте разделяющего слоя с основным пластом происходит мгновенное

снижение напора S_0. Тогда, понижение уровня в точке с ординатой z относительно контакта разделяющего слоя с пластом определится уравнением [27, 31]:

$$S = S_0 \operatorname{erfc} \lambda, \quad \lambda = \frac{z}{2\sqrt{a_p t}}, \tag{8.93}$$

где a_p — коэффициент пьезопроводности разделяющего слоя. Поскольку это уравнение по своей структуре совпадает с уравнением (2.17) для несовершенной скважины в неограниченном пласте, то величина погрешности на инерционность $\Delta S_н$ определится здесь выражением (8.84) с заменой в нем S_∞ на S_0 и r_0 на z. Таким образом, здесь можно установить условие для параметра инерционности θ согласно (8.86), а также требуемый диаметр труб из (8.87) или (8.89) с заменой r_0 на z.

В разделяющих слоях может быть существенной анизотропия пласта, влияние которой следует учитывать при оценке инерционности пьезометров. В этом случае, с учетом (7.53а), параметр инерционности принимает вид

$$\theta = \frac{k_r \cdot l^0}{\omega_т}, \quad l^0 = \frac{2\pi l}{\ln\left(\frac{0{,}7l}{r_c}\sqrt{\frac{k_r}{k_z}}\right)}, \tag{8.94}$$

а выражение (8.89) для допустимого диаметра трубы пьезометра соответственно будет

$$d_т < 0{,}7z\sqrt{\frac{k_r}{k_z}\eta^* \cdot l^0}. \tag{8.95}$$

Если $k_r > k_z$, то по сравнению с изотропным пластом, величина l^0 уменьшается, однако величина $l^0\,(k_r/k_z)$ возрастает, так что влияние анизотропии, обусловленной горизонтальной слоистостью пласта, приводит к некоторому уменьшению инерционности пьезометров.

Следует отметить, что условие (8.95) получено исходя из требования допустимой погрешности по отношению к максимальному понижению в данной точке. При этом погрешности по отношению к понижению в каждый момент времени для начального периода могут быть значительно бо́льшими. Анализ показывает, что для абсолютно безынерционной работы пьезометра (с учетом начального периода) величина $d_т$, определяемая по формуле (8.95), должна быть уменьшена в несколько раз (см. критерий (8.71) при $T \approx k_r l^0$).

6.3. Учет инерционности пьезометров по данным экспресс-наливов

Для количественной оценки и учета инерционности открытых наблюдательных скважин-пьезометров используются данные экспресс-наливов. При опробовании экспресс-наливом несовершенной скважины-пьезометра непосредственно определяется параметр инерционности (см. 4.2, § 4, гл. 8), зная который, согласно (8.62), определяется разница напоров $\Delta S_н$ между пьезометром и пластом:

$$\Delta S_н = v_c/0, \tag{8.96}$$

где $v_c = dS_н/dt$ — скорость изменения уровня в скважине-пьезометре, фиксируемая при проведении опытного опробования.

Несколько сложнее обстоит дело с оценкой инерционности совершенных скважин-пьезометров, в которых параметр инерционности меняется со временем. Однако в песчаных пластах, где инерционность пьезометра практически

полностью обусловливается сопротивлением прискважинной зоны, параметр инерционности также можно считать постоянным и определять его по данным экспресс-налива, как для несовершенной скважины.

Таким образом, для количественной оценки и учета инерционности открытой скважины-пьезометра необходимо предварительно опробовать ее экспресс-наливом (или экспресс-откачкой) и определить параметр инерционности θ, после чего, согласно (8.96), можно ввести поправки $\Delta S_{\text{н}}$ в замеряемые при опробовании понижения (изменения) уровней. В связи с этим в открытых скважинах-пьезометрах обязательно должны проводиться экспресс-опробования, причем для контроля рекомендуется проводить такие определения и перед опытной откачкой, и после нее.

§ 7. Оценка результатов и эффективности одиночных опытных опробований

7.1. О достоверности данных одиночных опробований

Изложенный в этой главе материал с очевидностью свидетельствует об ограниченной ценности результатов одиночных опробований.

Начнем с того, что влияние «скин-эффекта» делает обычно недопустимой интерпретацию одиночной откачки по стационарным зависимостям. В частности, различные предложения по переходу от значений удельных дебитов при одиночных откачках (или удельных водопоглощений — при нагнетаниях) к величинам проводимости могут относиться лишь к совокупностям однотипных экспериментов, проведенных на данном конкретном объекте.

Более подробного анализа требуют данные обработки откачек по нестационарным зависимостям. Из полученных выше результатов следует, что определение параметров емкости водоносных горизонтов по одиночным откачкам оказывается практически невозможным, так как формула Тейса позволяет оценить лишь отношение a/r_{c}^2, где величина расчетного радиуса скважины r_{c} может изменяться в очень широких пределах (§ 1, гл. 8). В то же время, теоретическое рассмотрение свидетельствует, как будто о том, что индикаторные графики одиночных откачек могут быть использованы для определения проводимости пласта: в условиях квазистационарного движения оценка ее может проводиться по углу наклона прямолинейного участка индикаторного графика S — $\lg t$. Однако, на самом деле, и эта оценка часто оказывается сопряженной с большими ошибками.

Прежде всего, численный анализ решения для скважины с кольцевой неоднородностью [8, 33] показывает, что его логарифмическая аппроксимация справедлива лишь при достаточно больших значениях времени, отвечающих условиям

$$t > (20 \div 30)\frac{r_1^2}{a_1} \text{ и } t > (20 \div 30)\frac{r_1^2}{a}, \tag{8.97}$$

где a_1 — коэффициент пьезопроводности пласта в призабойной зоне. В случае положительного «скин-эффекта», когда $T_1 < T$ и $\mu_1 \approx \mu$, очевидно $a_1 < a$, и неравенства (8.97) можно заменить одним требованием:

$$t > (20 \div 30)\frac{T}{T_1} \cdot \frac{r_1^2}{a} = t_{\min}. \tag{8.98}$$

Из критерия (8.98) следует, что уклон графика S — $\lg t$ отвечает проводимости пласта лишь при $t > t_{\min}$. Если считать, например, что толщина зоны

кольматации в песчаных грунтах составляет 10—20 см, то для приповерхностных пластов время t_{min} может измеряться минутами, а иногда даже десятками минут. Для трещиноватых пород, где величина r_1 измеряется, как правило, метрами, время t_{min} имеет тот же порядок.

При этом на графике откачки (восстановления) выделяются два сопрягающихся прямолинейных участка, первый из которых характеризуется уклоном, отвечающим проводимости T_1, а второй — проводимости пласта T. Очень часто может оказаться, что изменения уровня в скважине, отвечающие второму участку, не удовлетворяют прямолинейной аппроксимации формулы Тейса — ввиду влияния гетерогенности пласта, истории откачки и других осложняющих факторов. Например, период $t < t_{min}$ может перекрывать характерное время упругого режима фильтрации для безнапорных систем или время выхода на ложностабилизированный режим в гетерогенных пластах. С другой стороны, при значительной кольматации прифильтровой зоны диапазон изменений уровней на заключительных этапах откачки может составлять иногда лишь малую долю от абсолютной величины понижения, так что опытный график строится с малой надежностью. Это в особенности касается графиков восстановления, для начальных участков которых обычно характерны высокие скорости изменения уровней в скважине.

Следует подчеркнуть, что многие из упомянутых здесь факторов, снижающих надежность одиночных экспериментов, имеют существенное значение при гидрогеологических исследованиях и не проявляются или же проявляются в гораздо меньшей степени при опробованиях нефтяных скважин. Для того чтобы понять специфику их, достаточно упомянуть доминирующую роль упругого режима с относительно большими скоростями протекания фильтрационных процессов, обусловленными высокой пьезопроводностью (малой сжимаемостью) пород, а также значительные исходные напоры и большие их изменения при опытах. Кроме того, нужно учитывать: сравнительно малое влияние на кривые восстановления истории откачки или самоизлива из-за их продолжительности, бо́льшую относительную точность контрольно-измерительной аппаратуры, сравнительно длительную работу скважин до опыта в устойчивом режиме самоизлива. Все это, естественно, требует разумной осторожности при перенесении богатого опыта одиночного опробования нефтяных скважин в гидрогеологические исследования.

При опытных нагнетаниях, особенно в скважины, вскрывающие толщи раздельнозернистых пород, влияние «скин-эффекта» обычно является определяющим — в связи с дополнительной кольматацией по ходу эксперимента.

При малой водопроводимости пласта значение участка графика, искаженного «скин-эффектом», относительно невелико. Однако в этом случае необходимо очень внимательно учитывать роль емкости самой скважины.

Влияние реже встречаемого на практике отрицательного «скин-эффекта» (декольматация или кавернообразование в прифильтровых зонах скважин) на оценки водопроводимости оказывается обычно менее существенным. Получаемые при этом индикаторные графики, как правило, позволяют достаточно надежно выделить представительный участок.

На рис. 74 даны результаты кустовой откачки из напорного водоносного горизонта представленного хорошо выдержанными прослоями мелкозернистого песка. Центральная и наблюдательные скважины куста сооружались вращательным бурением с использованием глинистого раствора. Перед откачкой все скважины были хорошо промыты и разглинизированы. Как показала кустовая откачка, вблизи центральной скважины отмечалась довольно значительная декольматация (величина ξ оказалась равной — 1,4). Из рис. 74 видно, что наклон графика $S - \lg t$ по центральной скважине соответствует наклону аналогичных прямых по наблюдательным скважинам, что говорит о допустимости (в данных условиях) оценки параметров водопроводимости по центральной скважине. Вместе с тем, дополнительные фильтрационные деформации выноса в *процессе откачки* могут накладывать существенные ограничения на возможности использования приведенных ранее решений: уменьшение

радиуса зоны кольматации и величины T_1 в результате постепенного вымывания глинистых частиц, проникших в пласт при бурении, а также постепенное увеличение расчетных показателей водообильности пласта, вызываемое процессами формирования естественного фильтра.

Иногда отрицательный «скин-эффект» отмечается и при нагнетаниях — вследствие гидрорасчленения или гидроразрыва пласта [8]. Значение его воздействия на характер индикаторных графиков обычно увеличивается в слабопроницаемых пластах. Известны примеры, когда при опытных нагнетаниях в плотные глинистые породы гидроразрыв увеличивал проницаемость на 2—3 порядка [34].

В качестве примера, иллюстрирующего ограниченные возможности оценки водопроводимости по данным о восстановлении уровня при одиночных откачках, приведем результаты эксперимента в районе Лебединского месторождения КМА. Кустовая откачка продолжительностью 7 сут проводилась с устойчивым расходом 1200 м³/сут в безнапорном водоносном горизонте, приуроченном к среднезернистым пескам мощностью около 40 м. Проводимость, надежно определенная по наблюдательным скважинам, составляла около 750 м²/сут. На графике восстановления (рис. 75) для центральной скважины диаметром 12″, пройденной вращательным способом на глинистом растворе, выделяются три прямолинейных участка (замеры, сделанные в течение первой минуты и отражающие влияние емкости скважины, на графике опущены). Расчетные значения проводимости, полученные по уклонам разных участков, составляют: $T' = 90$ м²/сут, $T'' = 800$ м²/сут и $T''' = 3700$ м²/сут. Величина T', рассчитанная по участку *1* (для $t < 10$ мин), отражает влияние «скин-эффекта» и отвечает проводимости прифильтровой зоны скважины. Величина T'' примерно соответствует истинной проводимости пласта (участок от $t = 10$ мин до $t = 2$ ч). Наконец, значение T''' явно завышено, что обусловлено выполаживанием графика вследствие эффектов упругого гравитационного режима (см. § 1, гл. 6), а также влияния истории откачки. В частности, с учетом разницы в расчетных значениях коэффициентов пьезопроводности * при откачке ($a \approx 10^4$ м²/сут) и восстановлений ($a' \approx 10^5$ м²/сут), верхний предел допустимости прямолинейной аппроксимации формулы Тейса по участку восстановления отвечает времени $t_в^0 \approx 0{,}1$ сут (п. 6, § 1, гл. 4).

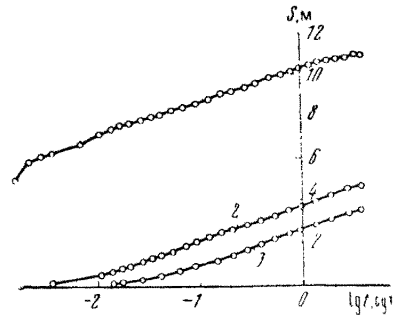


Рис. 74. Индикаторные графики откачки по центральной (*1*) и наблюдательным (*2*; *3*) скважинам (схема куста дана на рис. 40, *а*)

Из примера ясно, что без дополнительных данных, полученных по наблюдательным скважинам, выделение представительного участка графика одиночной откачки для оценки проводимости оказалось бы весьма затруднительным. Кроме того, видны и характерные недостатки опытов по восстановлению: относительно большая роль участка, осложненного «скин-эффектом», и ограниченные возможности использования конечных участков графика из-за влияния истории откачки, гетерогенности по емкостным свойствам и малых изменений напоров, сопоставимых с точностью замеров. Заметим еще, что в менее благоприятных условиях участки *1* и *3* (см. рис. 75) могут сомкнуться и участок *2* окажется вообще не выраженным, что сделает определение проводимости невозможным.

---

* Рассчитанных по наблюдательным скважинам.

При откачках из несовершенных скважин вносится дополнительная неопределенность в расшифровку индикаторных графиков, обусловленная, в частности, неинтерпретируемой профильной фильтрационной анизотропией пласта.

Итак, коль скоро «скин-эффект» является не единственным фактором, влияющим на наклон индикаторного графика, а все эти факторы «включаются» и «выключаются» в разное время, то уверенное выделение прямолинейного участка графика, отвечающего формуле Тейса в логарифмической аппроксимации, всегда требует какой-то дополнительной информации. *При одиночных откачках такая информация отсутствует.* Существенно также, что в отличие от кустовых опытов, позволяющих ориентироваться главным образом на индикаторные графики понижения напора, при одиночных опробованиях обычно можно рассчитывать лишь на графики восстановления, относительно менее надежные из-за влияния истории откачки. Отмеченные обстоятельства сильно затрудняют диагностику индикаторных графиков одиночных откачек и делают определенные по ним значения проводимости малодостоверными.

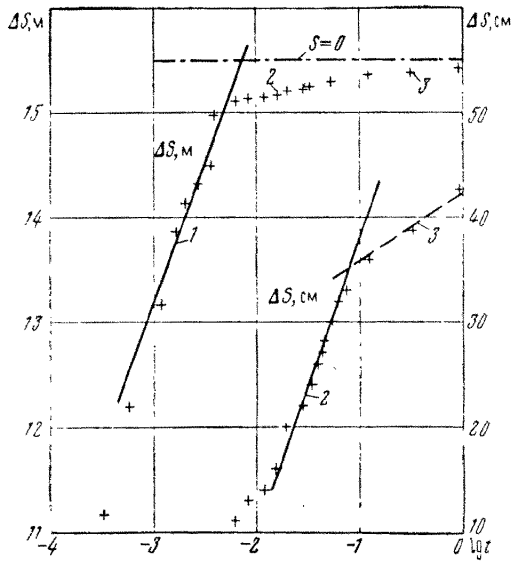


Рис. 75. График восстановления уровня ΔS после откачки (*1*; *2* и *3* — характерные участки графика)

Из всех одиночных опытов относительно надежную информацию о проводимости дают наблюдения за восстановлением напоров при закрытии скважин, из которых шел длительное время самоизлив: такие скважины обычно характеризуются невысоким «скин-эффектом». В основном же *к результатам определений проводимости по одиночным откачкам можно относиться с доверием лишь после установления их* убедительной корреляционной связи с данными кустовых откачек.

7.2. Сравнение результатов одиночных и кустовых откачек

Сопоставление одиночных (более достоверных) кустовых откачек применительно к определению фильтрационных параметров уже делалось ранее в ряде опубликованных работ (см., например, [1, 4, 9, 17]). Подчеркивалось, что результаты одиночных откачек, как правило, дают заниженные значения параметров проницаемости (в 1,5—2 раза, согласно упомянутым работам). Нередко расхождения могут быть и более существенными.

В качестве примера сравнительного анализа результатов определения фильтрационных параметров по одиночным и кустовым откачкам воспользуемся данными работы [1]. Водоносные отложения представлены разнозернистыми песками и слабосцементированными песчаниками. Мощность водоносного горизонта в среднем равна 30—40 м. Бурение опытных скважин было проведено роторным способом с промывкой глинистым раствором. Скважины

оборудованы проволочными фильтрами, диаметр фильтровых колонн обычно равен 6—8″. Было проведено около 30 одиночных откачек, которые показали отсутствие закономерного изменения коэффициента проводимости в пределах рассматриваемого района, а также шести кустовых откачек. Сопоставление результатов по одним и тем же участкам показало, что для одиночных откачек коэффициент проводимости T° колеблется в пределах от 2 до 36 м²/сут, а по данным кустовых — величина $T^{к}$ меняется от 17 до 65 м²/сут. Среднее значение проводимости $T^{к} = 44$ м²/сут, а среднее значение $T^{\circ} = 13$ м²/сут.

Таблица 21

Номер скважины	Величины проводимости по данным откачек		$\frac{T^{к}}{T^{\circ}}$	$\overline{\Phi}_{с}$
	кустовые $T^{к}$, м²/сут	одиночные T°, м²/сут		
8	65	36,0	1,8	0,46
15	30	8,0	3,8	0,72
17	41	9,6	4,3	0,78
20	61	22,4	2,7	0,61
21	53	16,8	3,2	0,66
25	35	13,6	2,6	0,61

В табл. 21 даются величины проводимостей, определенные временным прослеживанием по различным видам опытно-фильтрационных работ. Как видно, проводимости $T^{к}$, определенные по кустовым откачкам, существенно больше, чем по одиночным T°: в среднем отношение $T^{к}/T^{\circ}$ равно трем (рис. 76). Иначе говоря, определение проводимости по одиночным откачкам страдает систематической ошибкой. Возникновение этой ошибки связано, преимущественно, с кольматацией прифильтровых зон центральных скважин, о чем свидетельствуют полученные площадным прослеживанием высокие значения их относительных фильтрационных сопротивлений ($\overline{\Phi}_{с} = \Delta S_{с}/S_{с}$, где $\Delta S_{с}$ — дополнительное понижение в скважине, обусловленное «скин-эффектом»). Заметим попутно, что продолжительность кустовых и одиночных откачек была примерно одинаковой, поэтому масштабный эффект здесь практически не имел места.

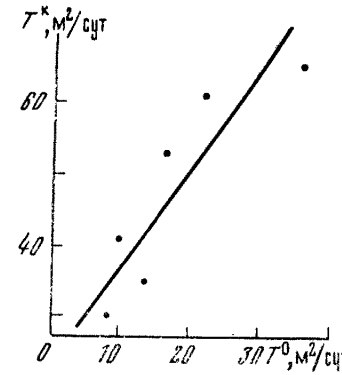


Рис. 76. Сопоставление значений проводимости, полученных по одиночным (T°) и кустовым ($T^{к}$) откачкам

В то же время во многих случаях кустовые и одиночные откачки в планово-неоднородных водоносных горизонтах могут давать существенно расходящиеся результаты и по причине различных масштабов опробования. В частности, при кратковременной одиночной откачке неоднородность может проявиться как неоднородность низшего уровня, или крупномасштабная эффективная неоднородность (§ 4, гл. 5), в то время как при кустовых откачках, особенно при использовании для интерпретации способа временного прослеживания, она может выступать как мелкомасштабная эффективная неоднородность. Иначе говоря, оценки проводимости T° и $T^{к}$ будут различаться за счет разных масштабов осреднения или разных размеров области эффективного влияния.

7.3. О постановке и проведении одиночных опробований

С учетом всех отмеченных недостатков одиночные опробования следует использовать в основном для сравнительной характеристики водоносных слоев на изучаемых участках (по степени водообильности пород и, в частности, по

удельному дебиту) и лишь в благоприятных условиях — для ориентировочной оценки величины проводимости. Однако для успешного решения даже этих, ограниченных задач желательно использовать результаты однотипных экспериментов, проведенных в однотипных скважинах. Например, информативность пробных и одиночных опытных откачек может иногда существенно различаться лишь за счет состояния фильтров и прифильтровых зон скважин — обычных разведочных, с одной стороны, и специальных опытных — с другой. Часто же надежность результатов пробных и одиночных откачек оказывается примерно идентичной. Поэтому одиночные откачки из специальных опытных скважин имеет смысл проводить лишь в том случае, когда геологические условия и технология проходки скважин позволяют рассчитывать на хорошее качество их прифильтровых зон. Это предполагает, в частности, бурение опытных скважин с промывкой чистой водой и отсутствие во вскрытом интервале слоев глинистых пород, способствующих образованию естественного бурового раствора.

Информативность одиночных опробований несколько повышается при параллельном использовании гидрогеофизических методов. Так, расшифровке результатов одиночных откачек в многослойных толщах, в закарстованных или неравномерно трещиноватых породах способствует расходометрия скважин (см. § 5).

Несмотря на то, что основная схема одиночных опробований предполагает проведение всего опыта в одном режиме, иногда может оказаться полезным осуществить откачку или нагнетание при двух различных значениях дебита (понижения), *если смена режима не идет в ущерб достоверности опыта на каждой его ступени*, *т. е.* не влечет за собой сокращение продолжительности опыта на каждой ступени. Это позволяет нередко повысить надежность эксперимента — хотя бы за счет более обоснованного выделения представительного участка индикаторного графика $S - \lg t$.

Некоторый рост информативности и надежности одиночных опробований может быть также получен путем проведения опыта при плавно наращиваемом расходе, с фиксацией понижений по затрубным пьезометрам или пьезометрическим датчикам, установленным ниже насоса, и с автоматической записью дебита. Таким способом обычно достигается более благоприятное для диагностики и расчетных оценок распределение скоростей понижений, что позволяет использовать при интерпретации индикаторные графики не только восстановления, но и откачки.

Имея в виду ограниченные возможности одиночных опробований с точки зрения представительности и надежности результатов, разумный предел их продолжительности обычно лежит в рамках 0,5—2 сут (на каждой ступени дебита или понижения, если принимается неодноступенчатая схема эксперимента). С другой стороны, существенное сокращение времени опыта в сравнении с рекомендованными величинами нежелательно по ряду соображений: необходимость получения представительного участка временно́го графика по периоду восстановления, достижение достаточно больших размеров зоны эффективного влияния — для ограничения роли масштабных эффектов (§ 4, гл. 5), уменьшение влияния аритмии в работе насоса и динамики кольматационных процессов вблизи скважины. Поэтому многие из отмеченных ранее недостатков одиночных опытных опробований заметно усугубляются при различных экспресс-опытах.

В целом, не отказывая одиночным опробованиям в их полезности, для решения определенного круга задач необходимо еще раз повторить, что во всех случаях *окончательным критерием целесообразности одиночных откачек или нагнетаний может служить лишь степень их соответствия результатам кустовых опытов в тех же условиях.*

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ИЗУЧЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ГЕОФИЛЬТРАЦИОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

Рассматриваемые здесь задачи связаны либо непосредственно с проблематикой ОФР (обоснование расчетных параметров и влияние фильтрационной изменчивости на объемы ОФР), либо с ее логическим продолжением и обобщением — интерпретацией опытно-эксплуатационных водоотборов и опытно-фильтрационных наблюдений.

Содержание раздела ориентировано на вопросы, недостаточно изученные к настоящему времени, хотя практическое их значение несомненно. Более того, любое широкое обсуждение методов изучения фильтрационных свойств горных пород будет неполным без рассмотрения этих вопросов. Именно поэтому здесь сделана попытка краткого анализа основных направлений работ, связанных с изучением и оценкой фильтрационной изменчивости, а также возможных перспектив развития подобных исследований. В связи с неясностью ряда принципиальных положений, приведенные здесь оценки несомненно носят во многом субъективный характер и авторы надеются, что излагаемый далее материал будет рассматриваться читателями преимущественно с позиций его пользы для последующих дискуссий.

Глава 9

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГЕОФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОПЫТНЫХ ОПРОБОВАНИЙ

Определяемые по данным ОФР гидрогеологические параметры являются локальными характеристиками в силу относительно малых размеров зон опробования. В то же время при проведении прогнозных расчетов обычно используются некоторые интегральные (расчетные) характеристики, соотносящиеся со значительно бо́льшими объемами горных пород. Поскольку различия между локальными и расчетными фильтрационными параметрами выступают главным образом в охарактеризованных этими параметрами площадях, то в дальнейшем мы будем анализировать в основном плановую изменчивость фильтрационных свойств.

§ 1. Возможности статистического анализа результатов опытно-фильтрационных работ *

Необходимость проведения гидрогеологических расчетов для неоднородных водоносных горизонтов требует построения по результатам ОФР моделей изменчивости, отражающих природную фильтрационную неоднородность. Эти

* В настоящем разделе авторы рассматривают, преимущественно, факторы, ограничивающие возможность статистического анализа результатов ОФР. Приводимые здесь соображения не исключают целесообразности применения статистических методов в практике обработки данных ОФР (с учетом отмеченных ниже ограничений) и, конечно, не распространяются на их применение при решении других гидрогеологических задач.

модели могут быть подразделены на детерминированные и вероятностные. К первым относятся градиентные и кусочно-однородные модели [19]. Подразделение на указанные подгруппы проводится в основном в зависимости от класса функций (гладкие или разрывные), описывающих фильтрационные свойства в пределах области фильтрации. Значения этих функций должны быть заданы в каждой точке области, что при ограниченной информации о локальных параметрах неизбежно приводит к необходимости их интерполяции и экстраполяции, т. е. в конечном счете — к построению модели на основе тех или иных априорных представлений о фильтрационной неоднородности. Вытекающие отсюда очевидные недостатки этого, наиболее широко применяемого нами на практике подхода обусловили интерес к вероятностным (стохастическим) моделям, где в противовес детерминированным предполагается лишь вероятность того, что в данной физической точке массив будет обладать тем или иным значением фильтрационного параметра; в эту группу входят модели, использующие случайные функции или принципы статистики независимых случайных величин [5, 19, 28, 29, 34].

Главная трудность использования аппарата случайных функций для описания фильтрационной изменчивости, вытекающая из ограниченности исходной информации, состоит в том, что значения параметров, полученные по результатам опытно-фильтрационных работ, представляют собой лишь одну и часто — недостаточно представительную реализацию случайной функции [26] *. По единственной же реализации, без дополнительных допущений невозможно найти основные характеристики случайной функции — математическое ожидание, дисперсию и корреляционную функцию. Такими дополнительными допущениями обычно являются предпосылки о стационарности и эргодичности случайной функции.

Стационарность функции предполагает, что математическое ожидание и дисперсия постоянны в пределах всей области фильтрации или в априорно заданных ее частях. Поскольку по своему смыслу математическое ожидание связано с представлениями о закономерной (пространственно-коррелированной) изменчивости (гл. 1, § 3), то его постоянство предполагает отсутствие закономерной неоднородности — допущение, весьма сильное для реальных водоносных горизонтов. Если же такого допущения не делается, то необходимо предварительное выделение тренда (например, способом «скользящего окна» [5]) по совокупности локальных определений параметра, что при малом объеме информации практически трудно выполнимо.

Эргодичность стационарной случайной функции предполагает равноценность всех ее реализаций: по любой из них можно с равной достоверностью определить математическое ожидание, дисперсию и корреляционную функцию; в практике опытно-фильтрационных опробований это условие также не выполняется, а степень его правомерности невозможно оценить. Таким образом, принятие вынужденных предпосылок о стационарности и эргодичности случайных функций резко снижает полезность и даже возможность использования моделей данного типа.

Простейшие статистические модели ** основаны на предположении, что определенные в различных точках области фильтрации значения гидрогеологических параметров являются *независимыми случайными* величинами, — поло-

---

* С аналогичными трудностями мы сталкиваемся во всех сферах геологических исследований.

** В дальнейшем, кратко, — статистические модели.

жение, которое в каждом конкретном случае требует серьезного доказательства.

Модели статистического типа в настоящее время интенсивно внедряются в практику геофильтрационных прогнозов, причем, как правило, без должного обоснования. Эти модели используются, в частности, для решения таких вопросов, как количественная оценка степени фильтрационной неоднородности водоносных толщ, определение расчетных характеристик, выявление целесообразных объемов ОФР.

Построение моделей рассматриваемого типа основано на использовании стандартных статистических методов [13, 22], допустимость которых для анализа результатов ОФР и решения перечисленных вопросов чаще всего весьма проблематична. В самом деле, можно видеть, что, применительно к опытно-фильтрационным работам, некоторые принципы, положенные в основу вероятностно-статистических методов, существенно нарушаются. Это, в частности, относится к оценке единичных значений параметров: при гидрогеологических исследованиях определение параметров некоторого локального участка производится чаще всего однократно. Расширяя границы использования статистических методов в практике ОФР, мы предполагаем, что многократно опробуется один и тот же объект, т. е. водоносная структура, в которой отсутствует закономерная изменчивость (по крайней мере, на уровне, превышающем масштабы опробования). Для реальных геологических структур такое допущение всегда проблематично.

Обрабатывая результаты ОФР в пределах области изучения статистическими методами, гидрогеологи обычно предполагают *, что: 1) область однородна или состоит из большого числа случайно распределенных участков неоднородности, размеры которых имеют один порядок с размерами зон влияния откачек или превышают их (неоднородность более высокого порядка уже как-то учтена в локальных параметрах); 2) все локальные параметры равноценны по своей достоверности; 3) погрешности определения локальных параметров малы в сравнении со среднеквадратическими отклонениями для рассматриваемой совокупности параметров (по крайней мере, при преобладании погрешностей одного знака); 4) полученная с помощью откачек выборка параметров дает представительные (несмещенные) оценки.

Между тем, уже первое предположение представляется физически мало реальным — по крайней мере, для условий достаточно резкой изменчивости фильтрационных свойств: обычно такая изменчивость отражает некоторые закономерные, а не случайные тенденции в гидрогеологическом строении объекта. Второе требование, а в какой-то степени и первое не позволяют рассматривать в одной совокупности результаты кустовых и одиночных откачек, а третье — обычно не выполняется для результатов одиночных откачек (см. гл. 8). Четвертое требование также обычно не выполняется ввиду ограниченности информации о влиянии масштабных эффектов; на этом следует остановиться подробнее.

Одним из существенных моментов при использовании статистических методов для описания фильтрационной неоднородности является выявление закона распределения. Для этого требуется значительное число единичных

---

* Упоминаемые здесь и ниже предположения составляют основу *стандартного* статистического подхода в практике ОФР. Некоторые из них, не являясь обязательными с точки зрения формального статистического аппарата, оказываются вынужденной реакцией на ограниченность исходной информации.

замеров, обычно — большее, чем для определения математического ожидания или дисперсии с принятой на практике точностью. Поэтому объем кустовых откачек, как правило, не дает основания для выявления закона распределения, и различные эмпирические обобщения базируются главным образом на одиночных экспериментах.

Например, многими исследователями показано, что фактическое распределение показателей проницаемости чаще всего не противоречит логнормальному закону [4, 15, 32, 36, 37]. Обращает на себя, однако, внимание тот факт, что фильтрационные параметры, определенные по данным кустовых откачек, в отличие от одиночных, часто подчиняются нормальному закону; вероятнее всего, это связано с разницей масштабов опробования (масштабный эффект третьего рода) [19].

Влияние масштаба опробования находит свое отражение и в показателях степени неоднородности — среднеквадратичном отклонении или коэффициенте вариации (масштабный эффект второго рода). Замечено, например, что дисперсия проводимости по кустовым откачкам часто существенно меньше, чем по одиночным [1, 19]. Кроме того, в пределах сходных литологических комплексов отмечается общая тенденция к увеличению коэффициентов вариации по мере снижения абсолютных значений проницаемости [31]. По-видимому, это обстоятельство также частично связано с масштабными эффектами: большие площади зон опробования в относительно хорошо проницаемых породах «сглаживают» влияние элементов неоднородности сравнительно малых размеров.

Наконец, уже достаточно много говорилось о возможном влиянии масштаба опробования на абсолютные показатели проницаемости, т. е. и на средние их значения (масштабный эффект первого рода).

Все вышесказанное позволяет сформулировать следующие, достаточно жесткие требования к обработке результатов ОФР статистическими методами: 1) должна быть проверена и доказана случайность и независимость локальных определений; 2) необходимо убедиться в выполнении условия равномасштабности и равноточности единичных определений *, в которых должны также отсутствовать серьезные систематические ошибки; 3) должна быть оценена представительность выборки.

Мы не будем останавливаться детально на методических аспектах такого рода оценок, ибо с учетом отмеченных принципиальных затруднений возможности использования стандартного статистического анализа результатов ОФР ограничиваются, вероятно, лишь задачей ориентировочного сравнения отдельных водоносных горизонтов по степени их фильтрационной неоднородности, чаще всего — по изменчивости проводимости или удельного дебита. Для этих целей в настоящее время обычно используются такие статистические показатели, как среднеквадратическое отклонение логарифмов ($\sigma_{\lg T}$) и коэффициент вариации (W); преимущество последнего в том, что он является безразмерным параметром.

В табл. 22 приведены некоторые классификации фильтрационной неоднородности водоносных горизонтов по значениям $\sigma_{\lg T}$ и W_T. Все они, конечно, полезны, лишь поскольку за выделенными классами стоят определенные типы водоносных комплексов (см., например, табл. 2, гл. 1), причем градации по различным показателям неоднородности носят весьма относительный характер.

---

* В противном случае необходимо дополнительное обоснование весовых коэффициентов.

Таблица 22

Авторы	Степень фильтрационной неоднородности	$\sigma_{\lg T}$ (T, м²/сут)	W_T, %
С. Н. Чернышев [15]	Относительно однородные	<0,1—0,2	—
	Неоднородные	0,3—0,4	
	Очень неоднородные	>0,4	
Д. Р. Литвак, В. М. Шестопалов [13]	Однородные	<0,2	
	Относительно неоднородные . .	0,2—0,3	
	Неоднородные	0,3—0,5	
	Весьма неоднородные	>0,5	
Б. Г. Самсонов, Л. С. Язвин [4]	Однородные	<0,2	<40
	Неоднородные	0,2—0,4	40—80
	Весьма неоднородные	0,4—0,75	80—150
	Крайне неоднородные	>0,75	>150

Наряду с упомянутыми статистическими показателями для оценки изменчивости используется величина энтропии [5], которая позволяет наглядно представить скорость накопления информации по мере увеличения объемов опытно-фильтрационных работ. На рис. 77 показана зависимость величины выборочной энтропии (Э) от числа определений проводимости (n), по данным одиночных откачек для конкретного района [1]. Из графика видно, что основное накопление информации дали первые 7—10 опытов. При увеличении числа откачек с 10 до 25 «степень изученности» возрастает всего на 25% с явной тенденцией к стабилизации *. Для дальнейшего роста «степени изученности» области фильтрации необходим, очевидно, переход к более информативным видам ОФР, в частности, — замена одиночных откачек кустовыми.

Кстати, слабая зависимость информации о неоднородности (как и соответствующих статистических показателей) от числа одиночных откачек (начиная с некоторого, относительно небольшого, их объема) вообще характерна для многих объектов изысканий.

Заканчивая рассмотрение возможностей статистического анализа фильтрационной неоднородности, следует напомнить, что конечной целью наших исследований являются не собственно параметры, а надежный геофильтрационный прогноз. Особый интерес поэтому представляет изучение влияния распределения параметров на распределение результирующих оценок решаемой инженерной задачи. Исследования подобной направленности вызывают в настоящее время повышенный интерес; например, в работе М. В. Раца [19] в рамках теории функций случайных переменных решены некоторые конкретные задачи опробования. Применительно к ОФР изучение некоторых частных задач проводилось в ряде работ [23, 26, 30, 33, 35] главным образом на основе метода малых возмущений или метода случайных блужданий (метод Монте-Карло). Поскольку первый из этих методов ограничивается рассмотрением слабо неоднородных полей, коснемся лишь результатов исследований методом Монте-Карло. Характерный пример можно найти в работе [33], где изучалась одномерная плоскопараллельная фильтрация в кусочно-неоднородной среде при заданных напорах на границах. Распределение проницаемости по 10—1000 участкам неоднородности задавалось по логнормальному закону, параметры которого варьировали в весьма широком диапазоне. Для пятисот распределений на ЭВМ были получены соответствующие распределения напоров. Основные

* Аналогичный характер имеют и графики изменения среднеквадратичной ошибки по мере роста числа определений [14].

результаты для существенно неоднородной среды ($\sigma_{\lg T} = 0{,}5$) сводились к следующему: 1) распределение напоров в фиксированных точках на большей части пласта не отвечает нормальному (асимметрия максимальна вблизи границ); 2) среднеквадратичное отклонение для значений напоров ($\sigma_н$) достигает 30—40% (в средней части пласта), а с увеличением $\sigma_{\lg T}$ до 1,0 $\sigma_н$ возрастает до 80%, т. е. расчетная оценка напора оказывается практически неопределенной; 3) приведенные оценки дисперсии существенно возрастают с уменьшением числа неоднородных участков от 100 до 10; 4) степень неопределенности еще более возрастает при переходе от стационарной задачи к соответствующей нестационарной, где варьируют два параметра; при этом замена неоднородного пласта эквивалентным однородным невозможна.

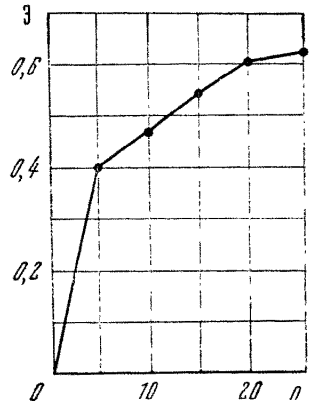


Рис. 77. Зависимость выборочной энтропии Э от числа определений (n) проводимости по данным одиночных откачек

Поскольку прогнозные оценки зависят не только от средних значений, но и от других параметров закона распределений (прежде всего, от среднеквадратичного отклонения), упомянутой работы автор выражает сомнение в правомерности общепринятых детерминированных моделей для гидрогеологических прогнозов (особенно, если учесть, что реальные — ограниченные — выборки параметров могут давать сильно смещенные оценки).

Приведенные результаты, по нашему мнению, интересны с двух точек зрения. С одной стороны, они правильно отражают тенденции возможных погрешностей геофильтрационных прогнозов в статистически неоднородных системах; в частности, видно, что в существенно неоднородных пластах статистическое осреднение параметров, особенно при ограниченных выборках, не гарантирует повышения точности прогноза. С другой стороны, заключительный вывод представляется мало обоснованным, ибо полученные количественные оценки описывают лишь предельный вариант одномерной фильтрации. Для плановых задач такая неоднородность вообще мало реальна; в профильных же задачах (фильтрация в разделяющих слоях) она является отражением слоистости, т. е. геологически закономерной неоднородности, которая при принятых масштабах фильтрационного опробования не описывается случайным распределением параметров. Последнее замечание, правда, не относится к параметрам, найденными лабораторными определениями, но даже и это не столь существенно, если мы вспомним, что применительно к разделяющим слоям нас обычно интересуют не напоры в отдельных точках пласта, а интегральные характеристики (расходы перетекания, суммарные осадки, осредненные напоры во вскрытом скважиной интервале), которые и при существенно неоднородных распределениях параметров оцениваются с более высокой определенностью *. Таким образом, рассмотренный пример показывает, насколько важно увязывать методические исследования случайно неоднородных сред с принятыми масштабами опробования и с характером решаемых на практике задач.

---

* В частности, в той же работе [33] величины осадок, подсчитанные для нестационарной задачи, характеризовались сравнительно малыми среднеквадратичными отклонениями (в сопоставлении с отклонениями напоров).

§ 2. Расчетные геофильтрационные параметры как обобщение совокупности локальных определений

Материал, изложенный в предыдущем параграфе, уже достаточно наглядно проиллюстрировал многие недостатки стандартного статистического подхода к информации, полученной по совокупности локальных определений. И все же наиболее принципиальные возражения против такого подхода вытекают, очевидно, из *необходимости выбора расчетных параметров в тесной связи с конкретной прогнозной задачей*. Значение этой связи обусловлено рядом моментов, среди которых: 1) влияние масштаба рассмотрения прогнозной задачи; 2) зависимость расчетных параметров от геометрии потока; 3) необходимость увязки критериев надежности и требований к точности расчетных параметров с характером прогнозной задачи.

Мы уже упоминали (§ 3, гл. 1), что по причине различных масштабов изучения, неоднородность при решении задач гидрогеологического прогноза и задач интерпретации результатов ОФР проявляется обычно по-разному. В прогнозных задачах фильтрационную неоднородность целесообразно дифференцировать с учетом общепринятых принципов идеализации и гидродинамической схематизации. Говоря об идеализации, мы имеем в виду, прежде всего, построение теоретических основ фильтрации на базе методов механики сплошной среды. Из принципов схематизации в подземной гидродинамике практически наиболее важным является представление фильтрационного потока его плановой моделью. В связи с этим фильтрационную неоднородность полезно подразделить на следующие три категории.

1. Микронеоднородность — фильтрационная неоднородность на уровне минимальных репрезентативных объемов, т. е. изменчивость фильтрационных свойств в масштабе минимальных объемов, для которых справедливы предпосылки сплошности среды. Приближенно можно считать, что минимальный репрезентативный объем определяется 8—10-кратными размерами компонентов, составляющих фильтрационную среду [20]. Для раздельнозернистых пород элементы микронеоднородности меняются в ориентировочных пределах от $N \cdot 10^{-3}$ до $N \cdot 10^{-1}$ м. Неоднородность этого уровня обычно не принимается во внимание при гидродинамической схематизации гидрогеологических условий, так как она почти всегда отвечает неоднородности высшего порядка и по существу отражена в (определяемых по данным ОФР) локальных гидрогеологических параметрах. Заметим, правда, что в некоторых трещиноватых крупноблочных породах это может быть и не так: здесь элементы микронеоднородности могут оказаться соизмеримыми с размерами зоны опробования, что следует воспринимать как признак несовершенства применяемых методов опробования для подобных пород. Для этих случаев неприменима, однако, и традиционная теория фильтрации. На практике задачи такого рода в первом приближении приходится решать на уровне полуэмпирической экстраполяции результатов ОФР, для чего последние должны иметь площадь и глубину опробования, соответствующие решаемой прогнозной задаче.

2. Мезонеоднородность — фильтрационная неоднородность на уровне объемов, требующих учета вертикальной составляющей скорости фильтрации, т. е. масштаб изменчивости фильтрационных свойств соизмерим с мощностью водоносного пласта. Ориентировочно размеры элементов неоднородности данного уровня могут находиться в пределах от $N \cdot 10^{-1}$ до $N \cdot 10$ м, иногда до $N \cdot 10^{2}$ м. Наиболее часто ее надлежит учитывать дифференцированно вблизи

внутренних и внешних границ питания и разгрузки пласта *, если она проявляется при опробовании как крупномасштабная эффективная неоднородность или (преимущественно при одиночных откачках) как неоднородность низшего порядка.

3. Макронеоднородность — фильтрационная неоднородность на уровне характерных размеров области фильтрации, т. е. изменчивость фильтрационных свойств в масштабе объемов (или площадей для плановых задач) горных пород, размеры которых имеют один порядок с размерами области фильтрации. Масштабы элементов неоднородности данного уровня могут быть самыми разнообразными, чаще всего в пределах $N \cdot 10^2$—$N \cdot 10^4$ м. Макронеоднородность должна учитываться в прогнозах практически всегда, ибо она ведет себя при опробовании, как неоднородность низшего порядка. Из сказанного следует, что ОФР должны были бы ставиться таким образом, чтобы фильтрационная неоднородность проявлялась в них на тех же уровнях, что и в прогнозных задачах. Однако в том, что касается плановой неоднородности, на практике этому требованию чаще всего удовлетворяют лишь опытно-эксплуатационные водоотборы и в сравнительно редких случаях — стандартные ОФР. Поэтому выбор расчетных параметров должен обычно учитывать разномасштабность проявления неоднородности при опробовании и в прогнозируемом геофильтрационном процессе. Связь расчетных параметров с конкретной гидродинамической схемой предполагает необходимость рассмотрения фильтрационной неоднородности в рамках теории случайных функций (§ 2, гл. 2). Однако ограниченность исходной информации препятствует такому рассмотрению (§ 1, гл. 9). Поэтому на практике вопрос о переходе от локальных параметров к расчетным сводится чаще всего к вопросу о допустимости осреднения результатов ОФР применительно к решению прогнозной задачи.

Осреднение расчетных параметров должно, конечно, связываться с требуемой их точностью. Однако последовательное проведение в жизнь этого принципа сейчас представляется мало реальным. Достаточно вспомнить, что мы не имеем надежных оценок погрешности единичных экспериментов, которые различаются в зависимости от типа (масштаба) опробования. Требования к точности расчетных параметров зависят от стадий разведки, сложности конкретного объекта изысканий и от характера проектируемого инженерного сооружения. Кроме того, вся эта проблема замыкается на конкретных экономических исследованиях, связанных с оценкой целесообразных объемов ОФР (§ 3, гл. 9). Поэтому на первом этапе кажется разумным ставить требования к точности расчетных параметров в зависимость от случайной фильтрационной изменчивости и масштаба опробования, которые как-то отражены в статистических показателях совокупности локальных параметров (§ 1). А поскольку характерная погрешность осреднения параметра определяется среднеквадратичным отклонением σ, то в первом приближении осреднение допустимо лишь при условии

$$|L(\bar{x} \pm \sigma) - L(\bar{x})| < \Delta, \tag{9.1}$$

где L — обозначение оператора прогнозной задачи; $\bar{x}$ — среднее значение параметра; Δ — допустимая погрешность прогноза (в сторону запаса).

В связи с неясностью требований к величине Δ предстоит еще выполнить специальные исследования в этом направлении для различных классов геофильтрационных задач. В качестве возможной аналогии, сошлемся здесь на

* Расстояние до границы — порядка мощности водоносного пласта.

известные [6] проработки по обоснованию требований к изученности нефтяных месторождений, где рекомендуется использовать следующие оценки допустимых погрешностей при подсчете запасов: 12—25% — для генеральной схемы освоения, 5—10% — для проектов освоения конкретных участков. Ошибки в расчетной проводимости не должны превосходить, соответственно, 15—25% и 10—15%. Если мы будем ориентироваться на приведенные здесь значения, то придем к выводу, что для ограничения ошибок подсчета запасов подземных вод на уровне 10—15% следует избегать введения осредненных расчетных значений проводимости по области фильтрации при коэффициентах вариации локальных значений более 20—25%. Учитывая, однако, специфику нефтяных месторождений, можно ожидать, что для водозаборов вблизи контуров питания требования к точности оценок расчетной проводимости будут более высокими. Приведем по этому поводу некоторые дополнительные соображения и результаты.

Предварительно подчеркнем, что мы будем говорить далее в основном о неоднородности по водопроводимости: во-первых, для широкого круга прогнозных задач это — главный параметр, определяющий точность прогнозов; а во-вторых, обычно лишь информация о проводимости пластов делает вопросы осреднения значимыми. Последнее объясняется тем, что относительно массовым видом ОФР, дающим основание для статистического анализа, являются одиночные откачки, позволяющие как-то оценить лишь значения водопроводимости. Вопрос о допустимости и целесообразности осреднения проводимости эквивалентен вопросу о том, когда и как можно заменять неоднородный в фильтрационном отношении пласт условным однородным, для которого результаты решения той или иной прогнозной задачи будут идентичными точному решению для реального неоднородного пласта. Поскольку в общем случае осреднение без привязки к конкретной задаче бессмысленно, то очертим сначала круг условий, для которых может ставиться вопрос об осреднении фильтрационных параметров при решении прогнозных задач.

Как уже отмечено, микронеоднородность обычно включена в локальные параметры. Мезонеоднородность часто должна учитываться дифференцированно, без осреднения, вблизи границ питания и разгрузки пласта (в том числе, на участках расположения скважин). Макронеоднородность допускает осреднение (с большими ограничениями) лишь на участках области фильтрации, удаленных от границ питания (разгрузки) и водозаборов. Далее без предварительного выделения тренда (§ 1) осреднение не имеет смысла для любого закономерного, направленного изменения проводимости по области фильтрации (за некоторыми частными исключениями, которые будут упомянуты ниже).

Следовательно, вопрос об осреднении проводимости целесообразно рассматривать лишь для сравнительно ограниченного круга условий, которые можно конкретизировать следующим образом: имеется область плановой фильтрации, состоящая из достаточно большого числа участков неоднородности (на уровнях мезонеоднородности и макронеоднородности), распределенных случайным образом. Это распределение отражено некоторыми локальными параметрами, полученными на основании единичных экспериментов. Требуется исследовать вопрос о целесообразности и допустимых пределах осреднения проводимости при решении прогнозной задачи для такого рода условий. Заметим, что подобная постановка задачи подразумевает независимость осредняемых локальных параметров между собой, а также отсутствие заметных систематических ошибок в их значениях. Кроме того, прогнозная задача должна быть линейной относительно проводимости.

Обратимся для начала к простейшему примеру, отраженному на рис. 78. Здесь в случае *а* определение расходов потока по среднему значению проводимости может привести к совершенно нереальным результатам, а в случае *б* средняя проводимость * дает точное значение расхода. Уже из приведенного примера ясно, что решение поставленного вопроса зависит от геометрии потока. Нетрудно также показать на аналогичных простейших примерах, что допустимость осреднения определяется и целевым назначением прогнозной задачи. Поэтому, для конкретности мы рассмотрим круг задач, в которых прогнозируемой величиной является расход водозабора или, наоборот, определяется понижение напора в зоне расположения водозабора при заданном его расходе.

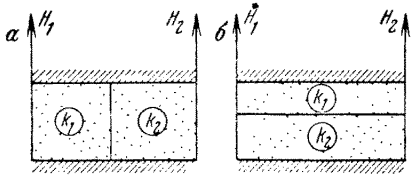


Рис. 78. Простейшие схемы фильтрационной неоднородности:

а — границы неоднородности перпендикулярны к линиям тока; *б* — границы неоднородности параллельны линиям тока

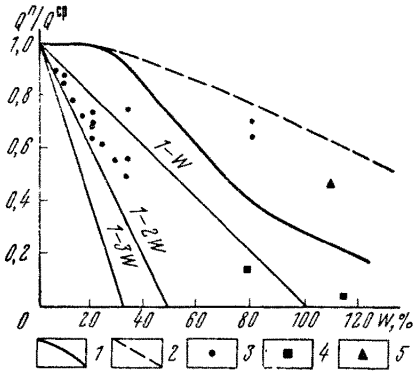


Рис. 79. Зависимость отношения $Q^n/Q^{ср}$ от коэффициента вариации гидрогеологических параметров по области фильтрации:

1 — $Q^{ср}/Q^n = 1 + 10\ W^4/(1 + W^2)^2$, по данным В. Д. Лысенко и др. [12]; *2* — $Q^{ср}/Q^n = 1 + 0{,}5\ W^2$, по данным М. И. Швидлера [26]; *3* — по данным В. В. Скворцова [23]; *4* — по данным В. А. Гофлина и В. А. Бадьянова [9]; *5* — по данным Л. Г. Когана и М. И. Максимова [11]

Применительно к первому классу задач обратимся к анализу работ ряда авторов, в которых проводилось сопоставление фактического расхода (Q^n) в неоднородном водоносном горизонте и расхода ($Q^{ср}$), определенного при среднем значении (математическом ожидании) фильтрационного параметра. На рис. 79 показана зависимость отношения $Q^n/Q^{ср}$ от коэффициента вариации (W) фильтрационного параметра в пределах исследованных неоднородных областей. Из рисунка видно, что во всех рассмотренных случаях величина $Q^n/Q^{ср}$ меньше единицы, т. е. фактический расход ниже (на десятки и даже сотни процентов), чем рассчитанный по средним значениям фильтрационных параметров. В этом проявляется неаддитивность фильтрационных свойств горных пород: суммарное свойство системы не равно сумме свойств элементов, входящих в систему **. Иначе говоря, осреднение водопроводимости для задач прогноза расходов подземных потоков может дать недопустимые погрешности. Если, исходя из реально достижимой надежности исходных данных, задаться требуемой точностью прогноза порядка 10—20%, то осреднение проводимости в подобных

* Среднее арифметическое, взвешенное по площади.

** Наблюдаемый значительный разброс данных объясняется тем, что величина $Q^n/Q^{ср}$ зависит, конечно, не только от коэффициента вариации, но и от других факторов, не учтенных при построении зависимости $Q^n/Q^{ср} = f(W)$. В частности, кривая, построенная по данным М. И. Швидлера, отражает влияние неоднородности при отсутствии в области фильтрации непроницаемых включений, а точки, нанесенные по данным В. В. Скворцова, — при наличии таковых.

задачах можно осуществлять лишь для малых значений коэффициента вариации, примерно 10—20%, т. е. при соотношениях параметров отдельных участков, не превышающих $2 \div 3$. Этот вывод можно получить как эмпирическим (на АВМ и ЭВМ), так и аналитическим путем (например, с помощью метода малых возмущений). Частным, но важным исключением из этого правила является случай, когда априорно ожидается параллельность линий тока и границ неоднородности. Здесь осреднение допустимо при любых соотношениях параметров, аналогично тому, как мы поступаем, например, заменяя профильный неоднородный пласт однородным на участках плановой фильтрации.

Коснемся попутно известного статистического приема, так называемого правила «сигм», используемого для выбора расчетного значения водопроводимости $T_р$:

$$T_р = \overline{T} - n\sigma_t, \tag{9.2}$$

где T — математическое ожидание водопроводимости; σ_m — среднеквадратичное отклонение; $n = 1, 2, 3$.

Из формулы (9.2) легко получить, что

$$\frac{T_р}{T} = \frac{Q^n}{Q^{ср}} = 1 - nW_m. \tag{9.3}$$

На схеме (см. рис. 79) прямыми линиями показаны графики вида (9.3) при различных значениях n. Из рисунка видно, что при $n = 3$ значение $Q^n/Q^{ср}$ оказывается заметно меньше, чем по результатам упомянутых выше исследований, т. е. правило трех сигм дает неоправданно большой запас. В то же время величины $T_р$ при $n = 1$ дают сравнительно хорошее приближение к облику модельных результатов. Следовательно, в тех случаях, когда, несмотря на большие значения коэффициента вариации, величины водопроводимости все же осредняются (например, при первых прикидочных оценках), выбор гарантированного расчетного значения по правилу (9.2) при $n = 1$ является попыткой наметить разумный запас надежности в зависимости от степени фильтрационной неоднородности.

Перейдем теперь к рассмотрению вопроса об осреднении в задачах, где искомой функцией является понижение напоров. Прежде всего отметим, что для этих задач нельзя указать величину эффективной водопроводимости (т. е. нельзя заменить неоднородный пласт однородным) так, чтобы понижения в однородном и неоднородном пластах во всех точках области фильтрации совпадали между собой. В самом деле, при переходе от неоднородного пласта к однородному неизбежно изменяется гидродинамическая сетка движения подземных вод *, а следовательно, — и картина распределения напоров по области фильтрации. Таким образом, эффективное значение водопроводимости, обеспечивающее совпадение прогнозных понижений в неоднородном и расчетном однородном пластах, можно выбрать лишь для некоторых частных точек области фильтрации (например, для самого водозабора). В целом же, можно говорить о водопроводимости в смысле близости понижений в исследуемом и модельном пластах. В первом приближении под близостью можно понимать минимум среднеквадратичного отклонения напоров в неоднородном водоносном горизонте от напоров в условно однородном пласте.

---

* Кроме частных случаев параллельности или взаимной перпендикулярности линий тока и границ неоднородности.

Возможности использования средних величин водопроводимости в качестве эффективных в задачах прогноза понижений уровня достаточно подробно были исследованы В. В. Перцовским и А. Е. Чаповским [16, 25]. Из приводимых ими результатов следует, что в этих задачах осреднение возможно лишь при малых значениях коэффициента вариации водопроводимости W_T по полю фильтрации — порядка 17—25%. При этом ошибки в определении напоров в радиусе, не превышающем половины расстояния от возмущающей скважины до границы пласта, лимитировались цифрами порядка 10—13%. При бо́льших значениях W_m (75—80%) ошибки возрастают до 25—55%. Таким образом, и для задач прогноза понижений напоров осреднение водопроводимости в общем случае может дать недопустимые погрешности (хотя, очевидно, задачи такого рода менее чувствительны к последствиям осреднения). Вместе с тем, при соотношениях параметров отдельных участков, не превышающих двух *, осреднение водопроводимости и в данном случае будет приводить к ошибкам, не превышающим 10—20%. Однако, как правило, не рекомендуется включать в осредняющий алгоритм параметры участков, прилежащих к границам питания или разгрузки (в частности, участков расположения водозаборных скважин).

Заметим, что вывод о недопустимости — во многих реальных случаях — осреднения проводимости никак не противоречит результатам упомянутых выше (§ 1, гл. 4) модельных исследований по оценке влияния эффективной неоднородности второго порядка на результаты опытных откачек [4, 22]. Как уже отмечено, эти результаты свидетельствуют лишь о том, что при достаточно больших масштабах возмущения наклон графиков временного прослеживания (S — lg t) определяется средней величиной водопроводимости пласта (т. е. величиной, отвечающей математическому ожиданию для конкретного закона распределения водопроводимости). В этом выводе о пользе осреднения, который представляется вполне логичным для принятой в упомянутых исследованиях постановки задачи, имеется ряд важных ограничений, затрудняющих или исключающих его более широкое толкование: 1) среда должна быть случайно неоднородной, причем размеры элементов неоднородности должны быть во много раз меньше размеров области эффективного влияния откачки (а также размеров области между опытной скважиной и границами пласта); 2) осреднение должно проводиться в соответствии с определенным законом распределения; 3) допустимость осреднения доказана лишь с точки зрения влияния неоднородности по водопроводимости на наклон графика временного прослеживания при откачке: через какое-то время после начала опыта график можно использовать для определения водопроводимости, не обращая внимания на действительное ее распределение в пределах зоны влияния.

Отсюда ясно, что результаты упомянутых исследований дают мало оснований для прямых параллелей с рассматриваемой здесь прогнозной задачей. Заметим, что авторы анализируемых работ [4, 22] и не проводили таких параллелей, однако в последующих дискуссиях две упоминаемые здесь задачи четко не разграничивались.

Возвращаясь к критерию допустимости осреднения по соотношению проводимостей, подчеркнем, что он является лишь некоторым ориентиром, причем, в первую очередь, применительно к рассмотренному классу задач. Можно, в частности, заметить, что и в этих задачах зоны, удаленные от водозабора (к которым расчетный алгоритм менее чувствителен), допускают осреднение в более широком диапазоне. Далее существуют, конечно, типовые задачи иного

* По крайней мере, это ограничение касается участков, прилегающих к водозабору.

характера, в которых осреднение возможно также при больших соотношениях проводимости. Наконец, и принятый в критерии допустимости осреднения показатель несовершенен: на деле точность осреднения определяется соотношениями фильтрационных сопротивлений отдельных зон, т. е. зависит от взаимной ориентации линий тока и границ неоднородности. Однако все эти уточняющие замечания практически теряют смысл, поскольку существуют и серьезные ограничения на статистические методы осреднения параметров, отраженные в § 1. В этом отношении наиболее важным аспектом, затрудняющим или исключающим осреднение, является недостаточность и неопределенность исходной информации: локальные значения водопроводимости, полученные на практике по результатам ограниченного числа экспериментов, обычно не дают оснований для суждений о случайном характере неоднородности и о возможном законе распределения.

Наконец, остается указать, что современные численные и аналоговые методы прогноза позволяют осуществить расчет, не прибегая к осреднению проводимости по области фильтрации, т. е. в осреднении (в утилитарном смысле) нет серьезной необходимости. Прогнозная модель при этом может строиться преимущественно на базовых, т. е. полученных с наибольшей достоверностью, значениях параметров, определенных крупномасштабными экспериментами (кустовые или опытно-эксплуатационные откачки), а для интерполяции параметров между базовыми точками или для их экстраполяции могут использоваться закономерности относительной фильтрационной изменчивости, выявленные по совокупности мелкомасштабных опытов (одиночные откачки, экспресс-опробования). Такая модель позволяет наиболее обоснованно оценить и степень надежности прогноза путем сопоставления результатов при различных значениях расчетных параметров — осредненных или изменяемых в доверительных интервалах (например, в рамках среднеквадратичного отклонения, определенного по распределению локальных параметров, — аналогично тому, как это изложено в § 1). В этих оценках с успехом может использоваться анализ чувствительности модели (§ 3, гл. 10).

В заключение заметим, что существует широкий класс прогнозных задач, в которых решающую роль играют не водопроводимость, а емкостные свойства водоносных горизонтов. Вопросы осреднения параметров в задачах этого класса требуют особого рассмотрения: уже из общих соображений понятно, что показатели емкостных свойств допускают осреднение в широких диапазонах их *случайного* изменения.

Рассмотренный здесь вопрос о выборе параметров тесно связан с объемом опытно-фильтрационных работ, проведенных на изучаемом объекте.

§ 3. О принципах обоснования целесообразных объемов опытно-фильтрационных работ в связи с фильтрационной неоднородностью

Надежность расчетных фильтрационных параметров находится в прямой зависимости от объема и качества информации, полученной по результатам ОФР. В условиях реальных неоднородных водоносных систем эта информация определяется, прежде всего, числом (объемом) экспериментов разного типа и их распределением по изучаемому массиву.

Если оставить в стороне не очень ясное требование о максимальной эффективности при минимуме затрат, то на практике при назначении объемов ОФР возможны две задачи.

Первая связана с необходимостью оптимального распределения *заданных* ассигнований. В реализации этого требования имеются свои трудности, частично рассмотренные в работе М. В. Раца [19]; на наш взгляд, наиболее серьезная из них заключается в распределении средств между ОФР различных видов. Мы не будем, однако, подробно анализировать данный вопрос, так как в целом упомянутый подход представляется нам допустимым лишь в редких случаях: он предполагает наличие некоего стандарта (или экономического обоснования) для выделения относительной доли ассигнований на ОФР, а между тем для такого стандарта (или обоснования) сейчас нет даже слабых ориентиров.

Более детального рассмотрения заслуживает вторая задача, связанная с поиском оптимальных ассигнований на ОФР, т. е. оптимальных объемов ОФР (при этом в конкретизации нуждается и само понятие оптимальности).

В настоящее время объемы ОФР назначаются, преимущественно, исходя из субъективных соображений *. Не будет, очевидно, преувеличением утверждать, что объемы гидрогеологических изысканий на многих объектах сейчас могут (с большой степенью вероятности) отличаться от оптимальных на сотни процентов. Такое положение неизбежно ведет либо к ненужному перерасходу средств на изыскания, либо к недостаточной технико-экономической эффективности инженерного сооружения, запроектированного на слабо обоснованной гидрогеологической схеме.

Трудности решения рассматриваемой проблемы видны из перечисления основных факторов, которые необходимо принимать во внимание при определении целесообразных объемов ОФР.

Первое и главное — это зависимость требуемых объектов ОФР от характера работы и стоимости инженерного сооружения, под которое ведутся изыскания. Так, на одном и том же объекте гидрогеологической разведки погрешности определения фильтрационных параметров будут иметь различные последствия в зависимости от целевого назначения будущего водозабора, его мощности и стоимости, пространственного расположения и режима работы и т. д. Между тем, такого рода связи, пока не исследованы хотя бы в первом приближении, а некоторые выработанные стандарты практически необоснованы. Сейчас неясны даже основные тенденции: много или мало мы затрачиваем средств на гидрогеологическую разведку, следует ли увеличивать или уменьшать их относительный удельный вес в общей стоимости освоения объекта. Упомянем для сравнения, что удельный вес затрат на разведку намеченных к эксплуатации нефтяных месторождений, в среднем, намного превосходит величины, принятые в практике поисков и освоения месторождений подземных вод. Конечно, прямой аналогии здесь быть не может, но хотелось бы видеть хоть какую-то логику в принятых нами стандартах.

Другой фактор — зависимость объемов ОФР от сложности гидрогеологических условий объекта, т. е. от трудностей его изучения; применительно к оценке фильтрационных параметров, эти трудности определяются прежде всего степенью фильтрационной неоднородности пород по изучаемой площади и глубине. В этом плане следует признать совершенно неудовлетворительной идею соответствия объектов ОФР плотности сети разведочных (геологических) скважин при разведке месторождений твердых полезных ископаемых [17]: достаточно заметить, что сложность гидрогеологических условий месторождения

---

* Применяемая иногда на практике идея соответствия этих объемов плотности сети разведочных (геологических) скважин не выдерживает, в общем случае, сколько-нибудь серьезной критики.

отнюдь не всегда определяется сложностью геологического строения толщ, вмещающих продуктивные горизонты. Немногим лучше обстоит дело и с широко применяемыми статистическими оценками (по среднеквадратичному отклонению или по коэффициенту вариации) — по причинам, уже частично изложенным в § 1—2.

Наконец, последний из важнейших факторов — зависимость целесообразных затрат на ОФР от соотношения опробований различных видов или, более широко, — от относительной эффективности использования — для определения расчетных параметров — опытных и опытно-эксплуатационных водоотборов разного масштаба. Известно, например, что проведение большого объема мелкомасштабных экспериментов на закарстованных массивах часто лишено смысла (несмотря на повышенную сложность такого рода объектов изысканий) и относительно надежные фильтрационные параметры для проектирования можно получить лишь на основе возмущений, близких по своим масштабам к эксплуатационным.

Из приведенного перечня факторов становится понятнее, насколько сложна и многогранна проблема и какие ограничения накладываются на ее решения. Однако само решение в настоящее время, даже в общем виде, не просматривается. Можно сформулировать лишь некоторые очевидные принципиальные позиции, уже частично нашедшие свое отражение в различных отраслях геологоразведочного и горного дела *.

1. Задача обоснования оптимальных объемов ОФР должна замыкаться на экономических оценках, связанных с проектом будущего инженерного сооружения: критерием оптимальности тогда является минимум суммы затрат на ОФР и риска убытков при эксплуатации водозабора, связанного с недостаточной изученностью [14]. Сказанное предполагает, в частности, тесную связь изыскательской и проектной организаций уже при обосновании программы разведочных работ, по крайней мере для объектов со сложными гидрогеологическими условиями. Заметим, что правильное назначение числа и участков производства экспериментов в планово-неоднородных комплексах возможно лишь при наличии ориентировочных представлений о расположении и режиме работы будущего водозабора.

2. Критерии целесообразного объема ОФР для каждого конкретного объекта могут быть получены лишь на основе принципа непрерывной (в смысле накопления и реализации гидрогеологической информации) разведки, начинающейся на первых этапах изысканий и продолжающейся при проектировании, строительстве и эксплуатации водозабора.

Отсюда вытекает необходимость самого широкого использования адаптивного подхода, идеи обратной связи: объемы ОФР поэтапно уточняются по мере накопления информации о реакции водоносной стистемы на опытные или опытно-эксплуатационные возмущения имевшие место на предшествующих этапах. При этом должна проводиться периодическая оценка полученных результатов с точки зрения надежности проектирования водозабора. Априорное назначение объемов ОФР допустимо лишь как первый шаг, необходимый для ориентира в ассигнованиях.

3. Обоснование объемов ОФР возможно лишь на базе многовариантного проектирования, сопоставляющего по своей эффективности различные виды ОФР и различные варианты расположения опытных участков. Особенно важно

---

* Для более подробного ознакомления с этими вопросами можно рекомендовать работу М. В. Рацa [19].

при этом учитывать, что увеличение масштаба и (или) времени возмущения, т. е. удорожание единичного эксперимента при росте его информативности, может резко снизить требуемое число опытов и конечную стоимость изысканий.

Сейчас делаются начальные попытки практической реализации сформулированных принципов применительно к ОФР. Так, в связи с первым из них можно отметить [8; 24]: возможность составления проектов водозабора по двум значениям фильтрационного параметра — по среднему и по величине, отвечающей среднеквадратичному отклонению (в сторону запаса). Оценив тем самым ожидаемые экономические потери, связанные с неполнотой информации, следует решать вопрос о целесообразности дополнительных опытно-фильтрационных работ. Здесь же можно сослаться на попытки [21] ориентировочной увязки объемов ОФР при разведке месторождений твердых полезных ископаемых с объемами дренажных работ, необходимых для нормальной эксплуатации проектируемых карьеров. Для этого разведуемые комплексы водоносных пород были разделены на типовые группы в зависимости от сложности изысканий (определяемой, преимущественно, пространственной фильтрационной изменчивостью) и сложности осушения карьера (определяемой стоимостью дренажной системы и дополнительными затратами на горные работы в связи с недостаточной сдренированностью пород).

По второму моменту можно упомянуть появившиеся в последнее время сообщения [7, 14] об использовании при обосновании объемов ОФР идей теории самообучающегося эксперимента (подробнее — см. § 4, гл. 10). Сошлемся также на применение для обработки результатов — по мере их накопления — показателя энтропии (§ 1, гл. 9): с его помощью можно, по крайней мере, оценить тот объем испытаний *данной категории*, превышение которого заведомо лишено смысла. Более широкая трактовка этой идеи предполагает прекращение опробований данного типа при достижении слабой зависимости решения конечной инженерной задачи от колебаний расчетных параметров (при этом не исключается, однако, целесообразность перехода к более крупномасштабным опробованиям). Подчеркнем, что адаптивный подход к обоснованию объемов ОФР оказывается тем эффективнее, чем выше степень неоднородности изучаемой среды [19].

По поводу учета третьего из упомянутых принципов мы располагаем лишь примерами, связанными с обоснованием участков проведения экспериментов на базе анализа чувствительности прогнозной модели (§ 4, гл. 10). Публикации, иллюстрирующие сопоставление — при проектировании изысканий — объемов работ разных видов, нам неизвестны. Повторим однако, что резкое повышение точности счета прогнозных (проектных) задач делает, по нашему мнению, необратимой тенденцию к относительному увеличению в общем объеме изысканий роли более дорогостоящих (крупномасштабных и длительных) экспериментов. Утверждая это, нужно подчеркнуть значение масштаба опробования, определяющего степень осреднения фильтрационной неоднородности, а тем самым — и надежность получаемых при эксперименте фильтрационных параметров (§ 4, гл. 5). По этой причине встречающиеся в литературе [3, 19] заключения о достоинствах экспресс-методов оценки свойства пород в существенно неоднородных толщах не должны в общем случае, распространяться на ОФР, направленные на определение фильтрационных параметров. В данном варианте сокращение времени опробованием обычно сопряжено с уменьшением масштаба осреднения и понижением надежности, которое не может быть компенсировано увеличением числа экспресс-опытов, дающих систематическую ошибку. Разу-

меется, сказанное не исключает целесообразности применения экспресс-опробований *в комплексе* с опытными откачками.

Из приведенного анализа видно, что проблема обоснования оптимальных объемов ОФР является практически нерешенной. Изменить создавшуюся ситуацию удается лишь после проведения специально поставленных, длительных и систематических исследований, общие принципы которых уже обсуждались в ряде работ [6, 19]. Основное место в этих исследованиях должны занимать вопросы зависимости целесообразного объема информации от характера и стоимости проектируемого (на основе этой информации) сооружения, с одной стороны, и от сложности гидрогеологических условий изучаемого объекта, т. е. трудности накопления упомянутой информации, с другой. При этом, говоря о сложности гидрогеологических условий, мы имеем в виду прежде всего степень фильтрационной неоднородности пород по изучаемой площади и по глубине.

Попытаемся к примеру наметить в общих чертах схему изучения влияния плановой неоднородности, основанную на идее решения комплекса «игровых»* задач:

1) выбирается типовой «игровой» объект, в качестве которого может фигурировать схематизированная упрощенная модель какого-либо реального водоносного комплекса, подвергавшегося длительной эксплуатации (т. е. по которому имеется обширный фактический материал); 2) в пределах расчетной области фильтрации (изучаемого объекта) *назначаются* действительные фильтрационные параметры, изменяющиеся случайно — в соответствии с каким-либо видом распределения, или закономерно — в соответствии с условно заданной геологической схемой («игрок А»); 3) намечается ряд вариантов проведения опытно-фильтрационных работ применительно к той или иной стадии разведки изучаемого объекта («игрок Б»); 4) опытно-фильтрационные работы моделируются на ЭВМ, т. е. решаются прямые задачи по заданным действительным параметрам («игрок А»); 5) результаты прогонки прямых задач обрабатываются в соответствии с известными методами интерпретации опытно-фильтрационных работ, т. е. решаются обратные задачи, в результате чего получаются расчетные значения параметров в пределах изучаемой области фильтрации («игрок Б»).

Далее проводится сопоставительный анализ расчетных и действительных параметров с целью выяснения зависимости точности расчетных значений от запроектированных объемов опытно-фильтрационных работ.

Этим завершается первый этап исследования задачи. Второй этап представляется следующим образом: 1) составляется проектная схема инженерного сооружения (дренажа, водозабора), под которое велись изыскания; эта схема может иметь несколько вариантов, отвечающих полученным ранее вариантам значений расчетных параметров («игрок Б»); 2) на ЭВМ моделируется работа запроектированного сооружения применительно к различным вариантам расчетных параметров, в результате чего получается расчетный эффект (например, расчетные понижения) от действия сооружения («игрок Б»); 3) моделируется работа сооружения при действительных значениях параметров, («игрок» А); в результате чего получается действительный эффект (например, действительные понижения). Далее проводится сопоставительный анализ расчетного и действительного эффекта с целью выяснения зависимости точности проектного прогноза от объемов опытно-фильтрационных работ. Основным показателем степени изученности при этом может являться среднеквадратическая ошибка конечного проектного результата (расход водозабора, понижение на дренажном контуре, время нормальной эксплуатации и т. п.). Тем самым моделирование позволяет построить кривую изменения ошибки по мере роста числа экспериментов.

Наконец, на заключительном этапе проводятся экономические оценки (поварианто) возможных непроизводительных затрат, связанных с погрешностями проектного прогноза. Эти оценки суммируются с затратами на опытно-фильтрационные работы (по вариантам). В результате минимизации этой суммы и определяются оптимальные объемы опытно-фильтрационных работ для изучаемого («игрового») объекта.

Подобные оценки могут быть проведены применительно к различным типовым водоносным комплексам, в частности — к различным типам фильтрационной неоднородности с характерными законами распределения. Задавая на модели различные случайные выборки, мы можем построить совокупность решений прогнозной задачи в зависимости от распределения неоднородности и степени ее изученности (объем ОФР). В частности, можно построить характерные кривые ошибок для типовых объектов.

---

* «Игра» здесь понимается в смысле необходимости принятия решений в условиях неопределенной информации.

По ходу решения поставленной основной задачи в рамках проведенной схемы анализа будут неизбежно исследоваться и многие сопряженные вопросы, которые представляют большой практический и теоретический интерес, в частности: а) о требуемой и реально достижимой достоверности параметров, получаемых опытно-фильтрационными работами; б) о влиянии методов постановки, проведения и интерпретации опытно-фильтрационных работ на погрешности фильтрационных параметров; в) о методах определения результирующих (или осредненных) расчетных параметров по известным единичным значениям на участках проведения экспериментов; г) о достоверности гидрогеологических прогнозов как функции от степени фильтрационной неоднородности расчетной области.

Наиболее важно, что исследования по проведенной схеме позволят выработать какие-то общие представления о целесообразных объемах ОФР, а также наметить некоторые предварительные стандарты для типовых объектов и, более того, — уточнить принципы и критерии классификации этих объектов по целесообразным объемам ОФР.

После отработки методов решения поставленной проблемы и анализа основных закономерностей на «игровых» задачах окажется возможным перейти к следующему этапу исследований — применительно к опытно-фильтрационным работам на конкретных реальных объектах. При проектировании объемов ОФР для этих объектов могут с успехом использоваться типовые кривые ошибок для модельных объектов-аналогов. По мере накопления результатов ОФР строится действительная кривая ошибок и ранее намеченные объемы уточняются. Иначе говоря, здесь целесообразно широко использовать идеи теории «самообучающегося» эксперимента (§ 4, гл. 10), путем уточнения методики и объемов опытно-фильтрационных работ в результате пареллельного поэтапного анализа итогов экспериментов, проводимых на ЭВМ.

Отдавая себе отчет в дискуссионности ряда изложенных в приведенном примере положений, авторы хотели ими еще раз подчеркнуть значение теоретических исследований в инженерной гидрогеологии, и в частности — широкие возможности, связанные с более радикальным внедрением численных методов и электронно-вычислительной техники в практику опытно-фильтрационных исследований уже на современном этапе: в задачах рассмотренного типа применение ЭВМ эквивалентно эффективному *методу исследования*.

Можно, конечно, возразить, что предложенный здесь путь является исключительно трудоемким, во многом неясным, и это замечание, несомненно, будет справедливым. Однако нам трудно пока представить, как можно иначе подойти к обоснованному решению затронутой проблемы. Более того, имеются веские доказательства эффективности подобных модельных исследований в смежной области — в сфере разведки нефтяных месторождений [6, 14]. Здесь сопоставление результатов решения «игровых» задач с материалами по конкретным месторождениям подтвердило полную жизнеспособность моделирования разведочного процесса и, более того, позволило уточнить критерии для назначения максимально допустимых погрешностей расчетных фильтрационных параметров. Характерно, в частности, что кривые изменения эффективности разведочного процесса в зависимости от числа скважин близки к экстремуму в широкой области и существенно асимметричны. Это свидетельствует о том, что при разведке весьма желательно превзойти некоторый минимальный для данного объекта объем исследований, не опасаясь отклонения от него в бо́льшую сторону. Грубо говоря, «переразведанность» обычно сопряжена на практике с заметно меньшим риском экономических потерь, чем «недоразведанность».

Во избежание неверных толкований добавим, что все сказанное о пользе математического моделирования, не компрометирует общепризнанное положение об особой важности практического опыта гидрогеолога при решении затронутой здесь проблемы.

Глава 10

ИЗУЧЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГЕОФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ ПО ДАННЫМ ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ (ОБРАТНЫЕ ЗАДАЧИ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД)

До сих пор отыскание неизвестных параметров водоносных пластов осуществлялось нами исходя из предпосылки о плановой однородности изучаемой толщи. Вместе с тем рассмотрение даже простейших типов фильтрационной неоднородности показало, что надежная интерпретация результатов опытно-фильтрационных работ в планово-неоднородных толщах возможна лишь при значительных площадях возмущения и при наличии достаточно богатой информации о напорах подземных вод в пределах изучаемой площади. Эти условия обычно могут оказаться реализованными только при специально поставленных режимно-балансовых наблюдениях, направленных на определение геофильтрационных параметров изучаемого региона. Такие наблюдения будем называть *опытно-фильтрационными*. Они могут проводиться в естественных и нарушенных условиях, причем особого внимания требует обоснование рациональной направленности их в различных гидрогеологических условиях. В табл. 23 приведены некоторые рекомендации по выбору определяемых геофильтрационных параметров для типичных гидрогеологических условий при отсутствии водозаборных и дренажных сооружений.

Таблица 23

Гидрогеологические условия	Определяемые параметры
Стационарный режим	
Грунтовые воды в областях питания	Интенсивность инфильтрации (на водораздельных участках); проводимость (в зонах поглощения поверхностных водотоков)
Грунтовые воды в зонах разгрузки (долины рек, области локальной разгрузки — родники, солончаковые впадины и т. п.)	Сопротивления зон разгрузки, проводимость пласта (при известных расходах потока), испарение (при близком залегании уровней грунтовых вод)
Системы взаимодействующих пластов (горизонтов) — при наличии перетекания	Проницаемость разделяющих слоев, распределение проводимости по длине потоков
Нестационарный режим	
Сезонные изменения уровней в областях питания и транзита грунтовых вод	Интенсивность инфильтрации (при известном μ)
Подземные воды в районах водоемов и водотоков	Коэффициенты гравитационной или упругой емкости пласта (коэффициенты уровне- или пьезопроводности); сопротивления ложа водоемов и водотоков, проводимость пласта только (при наличии данных о расходах потока)

Особый интерес представляют опытно-фильтрационные наблюдения в районах водозаборов и дренажей в строительный или эксплуатационный период — при наличии данных о расходах водоотбора и устройстве соответствующей

наблюдательной сети. В этом случае на практике часто возникает необходимость в проверке и корректировке значений фильтрационных параметров, а подчас — и расчетных схем, принятых при проектировании: корректировка проводится с целью внесения оптимальных изменений в первоначальные проектные решения и прогнозы. Иначе говоря, эксплуатационный водоотбор на первых этапах рассматривается и как опытный. Следовательно, подобно опытным откачкам, здесь ставится проблема определения неизвестных фильтрационных параметров (или, как иногда говорят, восстановления поля того или иного параметра) по известным значением напоров и расходов подземных вод. В то же время, повышенная масштабность и продолжительность изучения процессов, а также более богатый объем информации позволяют включить в эту проблему и многие вопросы интерпретации результатов стационарных режимных наблюдений.

Использование режимно-балансовых наблюдений, как опытно-фильтрационных, впервые было обосновано Г. Н. Каменским, а затем получило развитие в ряде работ [5, 9] применительно к определению параметров площадного питания, емкости пластов, а также сопротивления ложа водоемов и водотоков. Для обработки данных таких наблюдений наиболее широко применялся метод конечных разностей, а при простом строении потока (однородный, линейный в плане) использовались аналитические решения дифференциальных уравнений. В настоящее время для развития этого направления характерно широкое применение при обработке данных наблюдений эпигнозного моделирования: идентификация геофильтрационной схемы и природных условий обосновывается путем сопоставления натурных и модельных элементов потока.

В математическом плане, применительно к дифференциальным уравнениям фильтрации, в рассматриваемых задачах заданными являются отдельные частные значения напорной функции (H) или ее производных, а отысканию подлежат коэффициенты или свободные члены уравнений. Такого рода задачи известны в математической физике как обратные (инверсные) задачи для дифференциальных уравнений и частных производных *. Более широко их можно рассматривать как задачи идентификации изучаемого объекта (в нашем случае — водоносного горизонта), т. е. установления его соответствия некоторой математической модели. Именно в таком смысле мы и будем в дальнейшем использовать понятие обратные задачи, заметив для точности, что в физико-математической литературе принято подразделение обратных задач на инверсные (определение коэффициентов и свободных членов уравнений), граничные (определение граничных условий), обращенные (определение начальных условий) и индуктивные (построение математической модели).

При рассмотрении методов интерпретации результатов откачек, мы, по сути дела, уже занимались решением обратных задач в простейшей их постановке: априорные предпосылки о характере плановой неоднородности и о структуре фильтрационного потока обычно позволяли получить решение в виде конечной аналитической зависимости относительно искомых параметров. Однако без подобных предпосылок задача существенно усложняется и искомые параметры приходится определять либо путем целенаправленного подбора, либо непосредственно из дифференциальных уравнений и их решений, модифицированных применительно к тем или иным схемам фрагментирования потока. Методы решения обратных задач в подобной обобщенной постановке требуют специального анализа, который и приводится в данной главе. Полезно, вместе с тем, сразу

* В обратных задачах динамики подземных вод значения функции задаются не только на границе, но и внутри изучаемой области.

подчеркнуть, что эти методы разработаны пока в очень слабой мере, и поэтому по ряду вопросов нам приходилось ограничивать анализ наиболее общими и принципиально важными положениями. При этом следует учитывать, что *целесообразность решения обратных задач в рассматриваемой здесь постановке на практике часто лимитируется незначительным объемом исходной информации.*

§ 1. Общие представления об обратных задачах геофильтрации

Специфику обратных задач геофильтрации удобнее всего проследить на примере задачи о восстановлении поля водопроводимостей изотропного пласта по данным наблюдений при стационарном режиме движения. Таким образом, исходное дифференциальное уравнение имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T\,\frac{\partial H}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T\,\frac{\partial H}{\partial y}\right)=0, \tag{10.1}$$

где $T(x, y)$ — искомое значение водопроводимости, а $H(x, y)$ — функция координат, которую пока будем считать заданной во всех точках области R, в частности, для граничных точек

$$H=H_{\Gamma}(x,\ y)\text{ — на }C_1, \tag{10.2}$$

$$T\,\frac{\partial H}{\partial n}=-q_{\Gamma}(x,\ y)\text{ — на }C_2, \tag{10.3}$$

где C_1 и C_2 — некоторые участки границы, n — направление нормали к границе; H_{Γ} и g_{Γ} — заданные функции координат границы (граничный напор и удельный граничный расход).

Наиболее очевидный путь решения поставленной задачи заключается в интегрировании уравнения (10.1), рассматриваемого как гиперболическое уравнение первого порядка относительно неизвестной функции $T(x, y)$:

$$A(x,\ y)\,\frac{\partial T}{\partial x}+B(x,\ y)\,\frac{\partial T}{\partial y}+C(x,\ y)\,T=0, \tag{10.4}$$

где $A=\partial H/\partial x$, $B=\partial H/\partial y$, $C=\partial^2 H/\partial x^2+\partial^2 H/\partial y^2$, т. е. A, B, C — заданные функции координат; на части границы области C_2 для функции T задано условие (10.3). В математическом плане мы сталкиваемся в данном случае с известной задачей Коши [14]. Она имеет единственное решение только в том случае, если заданы значения функции T вдоль какой-либо произвольной кривой C_R в области R, пересекающей все линии тока *, или, что равносильно, на каждой линии тока задано хотя бы одно значение $T(x,y)$.

Чтобы продемонстрировать логику такого задания граничных условий для уравнения (10.4) рассмотрим [19] частный случай одномерного движения в направлении оси OY; тогда $A=\partial H/\partial x=0$ и, интегрируя непосредственно (10.1), получаем:

$$T(x,\ y)=f(x)\Big/\frac{\partial H(y)}{\partial y}, \tag{10.5}$$

где $f(x)$ — произвольная функция от x. Иначе говоря, пока нам заданы только значения напоров $H(x, y)$ и ничего не известно о расходе потока, любой набор параметров водопроводимости, отвечающий условию (10.5), будет решением поставленной задачи. Например,

---

* Если кривая C_R пересекается лишь частью линий тока области R, то решение единственно в подобласти, которая ограничена крайними линиями тока, секущими C_2. С другой стороны, задание более, чем одного значения T на какой-либо линии тока является в такой постановке излишним (переопределение): влияние этих значений ограничивается данной (особой) линией тока.

функцию $f(x)$ можно принять кусочно-постоянной в интервалах $x_k < x < x_{k+1}$, отвечающих границам выделяемых лент тока. Тогда в пределах каждой ленты тока будут найдены различные значения водопроводимости, причем ничто не мешает получить эти значения и отрицательными.

Точно так же в более общем случае двухмерного движения, выбрав систему криволинейных координат, совпадающих с направлениями линий тока (ξ) и линий равных напоров (η), получим решение в виде

$$T(\xi, \eta) = f(\eta) \Big/ \frac{\partial H(\xi)}{\partial \xi}. \qquad (10.6)$$

Решению (10.6) отвечает ряд совокупностей значений водопроводимости, независимых друг от друга в пределах каждой выделенной ленты тока. Однако оно становится однозначным, как только задано хотя бы по одному значению проводимости (или расхода потока) в пределах каждой ленты из рассматриваемой области R *. В частности, если все линии тока замыкаются на скважине с заданным расходом, то контур скважины может рассматриваться как граничная линия, вдоль которой задано одно и то же значение проводимости.

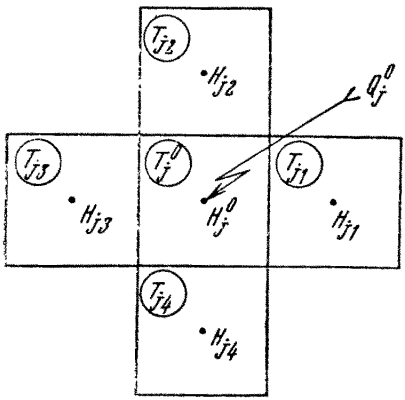


Рис. 80. Характерная ячейка дискретной модели

В практических оценках приходится сталкиваться с задачами, где исходная информация ограничена и не удовлетворяет поставленному требованию: значения T заданы лишь на части границы (C_2) или, в более общем случае, лишь на некоторых линиях тока. Поэтому условия однозначности решения обратных задач в рассмотренной постановке обычно остаются невыполненными ** В дальнейшем мы увидим, что на практике ситуация может быть несколько улучшена, благодаря переходу от рассмотренной непрерывной модели к дискретной (§ 3, гл. 10). Вместе с тем, понятно, что при полном отсутствии сведений о расходах потока (или о локальных значениях проводимости) решение обратной задачи не позволяет оценить изменчивость проводимости пласта.

До сих пор мы предполагали рассмотрение непрерывной обратной задачи, в которой $T(x,y)$ ищется как непрерывная функция координат, а значения напора H или его производной заданы во всех точках. Между тем, на практике обратные задачи всегда решаются при наличии информации о напорах лишь в отдельных точках области, что наряду с требованиями технического характера часто предопределяет целесообразность дискретного представления пространства в расчетной модели, а следовательно, и дискретного представления функции $T(x,y)$. Тогда неединственность решения обратной задачи связана не только с неполнотой задания условий Коши для функции T, но также и с ограниченностью информации о напорах подземных вод в пределах рассматриваемой —

* Поскольку между значениями проводимостей в пределах разных лент тока существует полная математическая независимость, то при невыполнении этого условия в пределах какой-либо ленты расчетные значения проводимостей в ней могут быть произвольно изменены в одной и той же пропорции.

** Нельзя также забывать, что ленты тока строятся по фактическим данным с существенными погрешностями, а это также приводит к неоднозначности.

дискретно представленной — области. Запишем балансовое уравнение потока характерной ячейки (j) области (рис. 80):

$$\sum_{i=1}^{4} 0{,}5\,(T_{ij}+T_j^0)\,(H_{ij}-H_j^0)+Q_j^0=0, \qquad (10.7)$$

где Q_j^0 — расход, отбираемый из ячейки; $j = 1,2...$; N — порядковый номер ячейки с заданным значением напора H_j^0 в ней.

Из сказанного выше понятно, что каждое из искомых (зависимых) значений T_j^0 должно быть связано не менее чем с одним заданным значением водопроводимости или удельного расхода потока: в противном случае система (10.7) нечувствительна к значению T_j^0 и решение в этой точке неединственно.

Уравнения вида (10.7) могут быть записаны для каждой из N ячеек области, не включающих те ячейки вблизи границ общим числом N', в которых заданы значения $H(x,y)$. Если значения проводимости в узлах предполагаются заранее неизвестными, а значения напоров или их производной, *полученные из независимых измерений*, считаются заданными во всех узлах, то имеется N уравнений для $N + N'$ неизвестных. Иначе говоря, можно задать N' произвольных значений проводимости в граничных узлах и лишь тогда однозначно определить искомые величины проводимостей в остальных N узлах. Если же значения напоров в K внутренних узлах неизвестны, то степень неопределенности системы уравнений вида (10.7) возрастает: имеется N уравнений для $N + N' + K$ неизвестных. Неединственность решения задачи очевидна.

Выход из этого положения на практике можно искать по нескольким направлениям.

1. Осуществляется фрагментация потока (например, лентами тока) и отдельные подобласти рассматриваются изолированно. Затем они «склеиваются» с учетом различных гипотез физического правдоподобия. При этом, исходя из принятого масштаба рассмотрения задачи, обычно вносятся априорные предпосылки о постоянстве значений водопроводимости или о закономерном их изменении в пределах отдельных подобластей (объединяющих группу ячеек — в случае дискретной модели). Такие предпосылки, сами по себе, приводят к существенной неопределенности в конечном результате, хотя на практике их применение часто оказывается единственно приемлемым и разумным подходом.

2. Дискретизация области фильтрации проводится в соответствии с плотностью информации: чем больше имеется точек наблюдения, тем больше степень дискретизации и наоборот. В то же время, приходится иметь ввиду, что сокращение числа узлов приводит к снижению точности формально-математических операций, и поэтому вопрос оптимального соответствия степени дискретизации и заданной плотности информации должен являться в каждом конкретном случае предметом специального исследования.

3. Значения водопроводимости в некоторых узловых точках считаются заданными, исходя из предшествующего опыта исследований на объекте. При этом, однако, остается открытым вопрос о соотношении степени достоверности заданных значений водопроводимости как между собой, так и между ними и последующими расчетными оценками.

4. Значения напоров, замеренных в отдельных точках области, распространяются — посредством интерполяции и экстраполяции — на все узловые точки; на последствиях этой операции полезно остановиться особо.

Поскольку многие значения *заданных* величин, входящих в уравнение (10.1), являются результатом интерполяции данных разрозненных наблюдений,

выполнявшихся с различной детальностью и надежностью, то они неизбежно несут в себе некоторую погрешность, обусловленную как самой интерполяцией, так и погрешностями замеров. К тому же и само исходное дифференциальное уравнение может не учитывать многие дополнительные аспекты (трехмерность, анизотропию, нелинейность и т. п.). Следовательно, представление (10.1) несет в себе элемент погрешности [24]:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T\frac{\partial H}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T\frac{\partial H}{\partial y}\right)=\varepsilon(x,\ y), \tag{10.8}$$

где $\varepsilon(x,y)$ — ошибка в материальном балансе для точки (x,y).

Причины ошибок, их величины и распределение с определенностью неизвестны. Поэтому можно найти множество *альтернативных* решений обратной задачи, каждое из которых соответствует различным распределениям ошибки $\varepsilon(x,y)$. Иначе говоря, полученный результат будет зависеть от того, в какой мере при решении уравнения (10.1) достигается ограничение или устранение погрешности $\varepsilon(x,y)$; а поскольку действительные значения $\varepsilon(x,y)$ нам неизвестны, то всегда остается неопределенным и вопрос о выборе истинного решения из всей группы альтернативных решений. В этом — еще одна и, пожалуй, главная причина неединственности и неопределенности решения обратной задачи.

Вернемся теперь к уравнению (10.1) и заметим, что в него входят производные первой степени от функции $T(x,y)$ и второй степени — от функции $H(x,y)$. В целом это означает, что напор $H(x,y)$ является «более гладкой» функцией координат, нежели водопроводимость $T(x,y)$, т. е. большим изменениям проводимости, согласно уравнению (10.1) , будут отвечать относительно малые изменения напора. Например, разрыв функции водопроводимости вдоль какой-либо линии в области фильтрации отразится на карте гидроизопьез относительно слабо выраженным изменением частоты изопьез, — да и то лишь на тех участках, где направление фильтрационного потока существенно отклоняется от направления линии разрыва. Отсюда следует, что при решении обратной задачи малые ошибки в величинах напоров могут приводить к несоизмеримо бо́льшим ошибкам в искомых значениях водопроводимости. Необходимо также учитывать, что погрешности задаваемых величин напоров, обусловленные непосредственно ошибками замеров и в особенности ошибками интерполяции (экстраполяции), гипертрофированно возрастают при переходе от функции напоров к ее производным (см. коэффициенты $A(x,y)$, $B(x,y)$ и $C(x,y)$ в уравнении (10.4)). Поэтому, если имеется два набора входных данных (значений напоров и расходов потока), которые близки друг к другу в смысле погрешности $\varepsilon(x,y)$, отражающей влияние «шума», то результирующие параметры $T(x,y)$, отвечающие этим входным данным, могут различаться очень сильно — вплоть до того, что одно распределение параметра может быть близким к действительному, а второе — совершенно нереальным (например, отрицательные значения T в отдельных точках области).

Итак, мы выяснили, что, во-первых, решение обратной задачи оказывается неединственным, а, во-вторых, малые погрешности входных данных приводят к большим погрешностям результата — в этом смысле можно говорить о несоблюдении требования о непрерывной зависимости решения от входных данных. Эти особенности заставляют относить рассматриваемые задачи к классу некорректно поставленных задач математической физики [8, 12, 14]. Общие представления о формально-математических принципах их решения будут даны ниже. Вместе с тем, следует сразу отметить, что решение обратных задач оказывается

обычно практически возможным лишь с привлечением априорных предпосылок, основанных на тщательном геологическом анализе, а также различных критериев физического правдоподобия, базирующихся, в частности, на экспертных оценках. Чтобы понять значение таких оценок, необходимо упомянуть группу вопросов, еще более усложняющих надежное решение обратной задачи:

1) важнейшим моментом при оценке параметров является выбор оптимального масштаба рассмотрения, который зависит от плотности и надежности исходной информации — с одной стороны, и целевого назначения решаемой задачи * — с другой; 2) эффективность многих используемых методов и надежность результатов решения обратной задачи зависят от априорно задаваемых возможных диапазонов изменения входных данных: чем уже эти диапазоны, тем эффективнее оказывается поиск определяемых параметров (§ 3, гл 10); 3) поскольку при решении обратных задач приходится использовать информацию неодинакового качества, то важнейшее место в расчетной схеме должно занимать введение различного рода «весовых» коэффициентов, отвечающих той или иной степени надежности входных данных.

Значимость различных входных данных определяется не только их надежностью, но и чувствительностью к ним расчетного алгоритма. Известно, например, что изменения исходных напоров в точках, удаленных от расчетного блока (в котором ищется водопроводимость), очень мало влияют на расчетные значения $T(x_0,y_0)$ в этом блоке (x_0,y_0): погрешность величины $T(x_0,y_0)$ определяется преимущественно точностью задания напоров (или расходов потока) в непосредственно прилежащей к блоку области. Отсюда следует, что важнейшее значение для точности решения обратной задачи имеет не только (а подчас и не столько) число наблюдательных точек, но и их расположение.

Всего сказанного здесь, по-видимому, достаточно, чтобы рассматривать обратные задачи фильтрации как в высшей степени сложные во многом неопределенные (с точки зрения их правильной постановки и решения) задачи подземной гидродинамики. Для еще большего обоснования этого вывода напомним, что мы коснулись здесь лишь сложностей оценки одного параметра — водопроводимости — в рамках стационарных задач. Естественно, что трудности решения обратных задач еще более возрастают, когда оценке подлежат два и более параметров или когда обратная задача рассматривается в нестационарной постановке. Упомянем о том, что задача одновременного отыскания параметров водопроводимости и перетекания по результатам откачки в неоднородном пласте с осевой симметрией оказывается, неединственной при любом числе точек наблюдений. Единственность достигается лишь при наличии данных о напорах и расходах при двух различных режимах откачки [2]. Как видим, этот результат принципиально отличается от рассмотренной выше задачи с одним искомым параметром.

Попытаемся теперь, хотя бы в самых общих чертах, проанализировать возможные методы решения обратных задач. С определенной долей условности их можно разделить на две группы: 1) методы, позволяющие получить решение исходного уравнения (аналитически или на модели) непосредственно относительно искомого параметра, т. е. не прибегая к последовательным приближениям определяемой величины: эти методы будем впредь именовать прямыми; 2) итеративные, методы использующие целенаправленный поиск или способ проб и

---

* То есть, в каких оценках предполагается в дальнейшем использовать отыскиваемые параметры.

ошибок, когда параметры последовательно уточняются — от одного приближения к другому — в процессе прогонки прямой задачи.

Особого упоминания заслуживают «активные» методы решения обратных задач, т. е. методы, не только использующие информацию о предшествующей истории фильтрационного процесса, но и вырабатывающие стратегию поэтапного управления этим процессом и развитием сети наблюдений — в целях достижения максимума полезной информации (методы, использующие идеи теории самообучающегося эксперимента).

§ 2. Прямые методы решения обратных задач

2.1. Общие представления

Попытку прямого подхода к решению обратной задачи мы уже сделали ранее (§ 1), излагая классическую проблему Коши.

Там же мы показали нереальность практического решения большинства задач в подобной математически точной постановке. Поэтому обычно использование прямых методов базируется на сильных упрощающих допущениях о пространственной изменчивости параметров. Наиболее часто принимается предпосылка о постоянстве искомого параметра во всей изучаемой области или в заданных ее частях *. Последующее отыскание параметра осуществляется различными путями: 1) из известного аналитического решения соответствующей прямой задачи (для типовых расчетных схем); 2) по результатам численного или аналогового интегрирования исходного дифференциального уравнения при заданных краевых условиях для функции H и заданных контрольных значениях этой функции или ее производных в отдельных точках области; 3) из решения того или иного интегрального аналога исходного уравнения.

Первый путь, по существу, эквивалентен описанным выше методам обработки результатов опытных откачек, с той лишь разницей, что результирующие формулы должны часто учитывать взаимодействие скважин. Для этого могут эффективно использоваться методы сложения течений и эквивалентных фильтрационных сопротивлений [9]. Поэтому здесь мы остановимся лишь на втором и третьем путях отыскания параметров.

Заметим прежде всего, что наиболее очевидный подход — решение дифференциального уравнения, записанного непосредственно относительно искомого параметра (см. уравнение 10.4), оказывается обычно неприемлемым не только из-за отсутствия необходимого объема входных данных (§ 1), но ввиду неизбежных погрешностей последних. Так если находится коэффициент пьезопроводности, то, казалось бы, его можно определить из дифференциального уравнения вида (2.4) **, по формуле

$$a_0 = \left(\frac{\partial S}{\partial t}\right)_0 \Big/ (\nabla^2 S)_0 = \left(\frac{\partial S}{\partial t}\right)_0 \Big/ \left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial S}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)\right]_0, \qquad (10.9)$$

где индекс О соответствует расчетной точке, величины $(\partial S/\partial x)$ и $(\partial S/\partial y)_0$ оцениваются по карте гидроизогипс; $(\partial S/\partial t)_0$ определяется по известному графику

* Несмотря на эту предпосылку, методы данной группы целесообразно рассмотреть именно в рамках настоящей главы, так как они обычно являются обязательным исходным этапом изучения пространственной фильтрационной изменчивости.

** В этом параграфе мы везде предполагаем, что рассматриваемый процесс удовлетворяет двухмерному уравнению плановой фильтрации (практически наиболее важный случай, ибо одномерные задачи обычно легко решаются в рамках конечных аналитических зависимостей).

$S_0(t)$, а величины $[\partial/\partial x\ (\partial S/\partial x)]_0$ и $[\partial/\partial y(\partial S/\partial y)]_0$ — численно по графикам $\partial S/\partial x = f(x,y)$ и $\partial S/\partial y = \varphi(x,y)$ (значения x и y берутся в окрестности расчетной точки). В таком варианте, однако, приходится численно дифференцировать опытную функцию, что является, как известно [6], операцией некорректной. Нетрудно показать, например, что дисперсия (ошибка) опытной функции при этом многократно возрастает, так что параметр a_0 будет определен с большой погрешностью.

Для полного отказа от упомянутых некорректных операций необходмио, очевидно, искать параметры из соотношений, в которых отсутствуют производные от опытных функций. Для этого предварительно необходимо либо приближенно проинтегрировать непосредственно исходное дифференциальное уравнение, либо заменить его интегральным аналогом и решить затем последнее относительно параметра (интегральные методы).

2.2. Определение параметров по результатам интегрирования исходного дифференциального уравнения на аналоговых моделях

Понятно, что численное и аналоговое интегрирование исходного дифференциального уравнения фильтрации относительно функции H возможно лишь при условии, что коэффициенты этого уравнения (т. е. фильтрационные параметры) являются заданными величинами. Однако, если предположить, что параметр является постоянной величиной в априорно заданной области, то интегрирование можно провести с точностью до некоторого постоянного масштабного коэффициента, содержащего искомый параметр. Используя же известные дополнительные * (контрольные) данные о напорах и расходах потока, можно определить параметр единственным образом (в рамках принятых предпосылок). Заметим, что такой способ определения параметра не исключает подбора искомой величины. Это сближает его с методами второй группы (§ 3, гл. 10). Однако в отличие от последних в излагаемых ниже расчетных схемах не используются идеи целенаправленного поиска, основанные на последовательном (итеративном)построении расчетной модели.

Наиболее эффективный аппарат для определения параметров рассматриваемыми методами дает аналоговое моделирование, которое позволяет, в частности, гибко учитывать требования физического правдоподобия модели при введении в нее контрольной информации о напорах и расходах потока. Для условий *установившегося режима фильтрации решение* обычно заключается в расчете осредненной проводимости в пределах рассматриваемого участка или в определении условий питания водоносного горизонта. Эти задачи можно решать как на сеточных электрических моделях, так и на моделях из электропроводной бумаги или комбинированных. Например, для определения средней проводимости на бумаге вырезается зона, содержащая выработки с известными водопритоками и ограниченная замкнутой гидроизогипсой с заданным напором вдоль нее или другими контурами с известными граничными условиями. Проводимость моделируемой зоны рассчитывается, исходя из замеренной на модели силы тока. При наличии на отдельных участках вертикальных перетоков или дополнительного инфильтрационного питания целесообразно использовать комбинированные модели из электропроводной бумаги с дополнительными переменными сопротивлениями, дискретно присоединенными к бумажной модели.

---

* Те, которые не вошли в краевые условия при интегрировании дифференциального уравнения.

При решении задач *неустановившейся фильтрации* на моделях обычно определяется осредненная водоотдача (при известной проводимости) или коэффициент пьезопроводности. Например, решение обратной задачи такого типа по методу Либмана [9] сводится к определению соотношения между величинами сопротивлений R_x, отвечающих проводимости отдельных ячеек модели, и временными сопротивлениями R_t, подключенными к каждой узловой точке: при заданных граничных и начальных условиях на модели подбирается такое осредненное соотношение R_t/R_x, при котором в ее узловых точках фиксируются потенциалы, соответствующие напорам на известный момент времени. В целом же, в условиях однородных фильтрационных полей, наиболее целесообразно использовать $RC =$ модели, на которых коэффициенты пьезопроводности легко определяются по соотношениям модельного и натурного времени, требуемого для достижения заданного распределения напоров.

Детальное изложение упомянутых здесь методов моделирования можно найти в работах [5].

2.3. Интегральные методы решения обратных задач

Замена исходного дифференциального уравнения его интегральным аналогом по всем координатам позволяет исключить из уравнения производные напоров по этим координатам, так что в результирующих выражениях коэффициенты при искомом параметре оказываются зависящими лишь от известных величин напора (или расхода потока, если в интегральном аналоге уравнения сохраняются фиксированные значения первых производных по пространственным координатам). При некоторых же дополнительных упрощающих предпосылках о геометрии фильтрационного потока удается получить конечные аналитические выражения для условия материального баланса, из которых непосредственно определяются искомые параметры. В качестве примера этого последнего типа можно привести определение водоотдачи по результатам откачки из группы скважин в закрытом пласте:

$$\mu^* = \frac{\sum_{i=1}^{N} Q_i t_i}{\int\limits_{(D)} S(x,\ y,\ t)\, dx\, dy} \tag{10.10}$$

где S — понижение уровня; t_i — продолжительность работы i-й скважины к расчетному моменту t; D — площадь пласта; N — число скважин.

Другим примером сходного свойства является определение проводимости методом круга Чарного [6, 11]. Метод базируется на том, что при стационарной фильтрации к группе скважин в неограниченном пласте интегрирование уравнения (10.1) по некоторой области, содержащей скважины и ограниченной окружностью достаточно большого радиуса R, приводит к формуле

$$T = \frac{\sum_{i=1}^{N} Q_i \ln R/r_i}{2\pi\left(\overline{H}_R - H_0\right)}, \tag{10.11}$$

где r_i — расстояние i-й скважины до центра круга; $\overline{H}_R$ — средневзвешенный напор по контуру R (определяется по карте гидроизогипс); H_0 — напор в центре круга; желательно, чтобы выполнялось условие $R \geqslant (1{,}5—2{,}0)\, r_t$.

Для ознакомления с более универсальными интегральными методами рассмотрим пример расчета проводимости по ленте тока, построенной на карте гидроизогипс. В пределах ленты справедливо уравнение

$$\mu^* \omega(l) \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial l}\left[\omega(l)\, T \frac{\partial H}{\partial l}\right], \tag{10.12}$$

где $\omega(l)$ и l — ширина ленты и ее продольная (осевая) координата. На участках квазистационарного режима уравнение (10.12), после двукратного интегрирования по l, дает:

$$T = \frac{Q_л(t_0)}{H(l_2, t_0) - H(l_1, t_0)} \int_{l_1}^{l_2} \frac{dl}{\omega(l)}, \tag{10.13}$$

где $Q_л$ — известный расход потока в пределах ленты, l_1 и l_2 — координаты точек, в которых известны значения напора в один и тот же момент t_0. Допустимость предпосылки о квазистационарности может проверяться по условию

$$\left| \mu^* \int_{l_1}^{l_2} [H(l, t_0) - H(l, t_0 + \Delta t)]\, \omega(l)\, dl \right| \leqslant \varepsilon Q_л \Delta t, \tag{10.14}$$

где ε — допустимая погрешность, обусловленная недоучетом сработки статических запасов в пределах выделенной ленты за время Δt. Заметим, что в данном примере мы использовали информацию лишь по двум наблюдательным скважинам, а также сведения о расходе потока.

В качестве следующего примера рассмотрим нестационарную одномерную фильтрацию к прямолинейному ряду скважин. Интегрируя исходное уравнение два раза по x в пределах от 0 до L и один раз по t от 0 до t_0, придем с учетом граничного условия к интегральному аналогу [11]:

$$T \int_0^{t_0} [H(L, t) - H(0, t)]\, dt - \mu^* \int_0^L (L - x)\, [H(L, t_0) - H(x, 0)]\, dx = L \int_0^{t_0} q\, dt, \tag{10.15}$$

где q — удельный односторонний приток к ряду скважин. Если один из параметров (T или μ *) известен, то из уравнения (10.15) определяется второй параметр; интегралы в этом уравнении легко рассчитываются численными методами. Меняя предел интегрирования L, можно попытаться определить оба параметра из системы двух уравнений вида (10.15). Для этого, однако, система должна быть достаточно хорошо обусловленной: все три слагаемые, входящие в уравнения вида (10.15), должны быть соизмеримы между собой, а сами уравнения — заметно отличаться своими коэффициентами. Кроме того, для корректности поставленной задачи входящие в формулу (10.15) интегралы (в частности, по пространственной координате) должны быть определены достаточно надежно, что требует наличия хотя бы нескольких — очевидно, не менее четырех-пяти наблюдательных скважин в пределах выделяемого интервала. Наконец, реальная изменчивость параметров, в противовес предпосылке об их постоянстве, может также резко снизить уровень корректности упомянутых операций. По этим причинам следует всегда очень внимательно обосновывать возможность одновременного определения двух или более параметров в рамках одного и того же метода решения обратной задачи — несмотря на то, что по формально-математическим признакам такая возможность будет представляться вполне очевидной.

Заметим еще, что в последнем примере в отличие от предыдущего используется информация по всем наблюдательным скважинам, а интегрирование проведено не только по пространству, но и по времени. Более детальное

рассмотрение интегральных методов этой группы, а также рабочих программ для их численной реализации на ЭВМ можно найти в работе [6]*. Вместе с тем, уже из приведенных примеров достаточно ясны основные достоинства интегральных методов: 1) определение параметров не связывается жестко с априорной расчетной схемой **, в частности — с граничными условиями фильтрации; 2) появляется возможность совокупного учета в расчетном параметре всей имеющейся информации; 3) достигается высокая степень унификации расчетных зависимостей, что позволяет широко использовать ЭВМ для всестороннего анализа информации.

Однако, отдавая должное интегральным методам определения параметров в целом, нельзя не подчеркнуть, что на их эффективность существенно влияет плотность информации по той переменной, от которой зависит вычисляемый интеграл. С этой точки зрения, при решении обратных задач мы усматриваем существенную разницу в степени целесообразности интегрирования уравнений фильтрации по пространственным координатам — с одной стороны, и по времени — с другой.

В самом деле, в большинстве практических задач фильтрации приходится иметь дело с функциями, плотность информации о которых во времени существенно выше, чем в пространстве. Поэтому эффективность использования методов интегрирования дифференциальных уравнений фильтрации по временной переменной должна быть достаточно высокой практически во всех случаях, тогда как интегрирование по пространственным координатам будет иметь смысл лишь при густой сети наблюдательных скважин.

Представляется очевидным, что для исключения производных по временной переменной целесообразно ориентироваться на некоторые стандартные преобразования, широко используемые в различных математических исследованиях и дающие хорошо разработанный аппарат для анализа и решения дифференциальных уравнений, в том числе — уравнений в частных производных. Такими преобразованиями являются, в частности, преобразования Лапласа и Лапласа-Карсона (§ 4, гл. 2).

Применим к уравнению плановой нестационарной фильтрации

$$\mu^* \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(T \frac{\partial S}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(T \frac{\partial S}{\partial y}\right) - \frac{k_p}{m_p} S \tag{10.16}$$

преобразование Лапласа—Карсона; введя изображение функции

$$\tilde{S}(x, y) = \frac{1}{t_p} \int_0^\infty S(x, y, \tau) \exp(-\tau/t_p)\, d\tau, \tag{10.17}$$

прийдем к стационарному уравнению

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T \frac{\partial \tilde{S}}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(T \frac{\partial \tilde{S}}{\partial y}\right) = \left(\frac{\mu^*}{t_p} + \frac{k_p}{m_p}\right) \tilde{S}. \tag{10.18}$$

---

* Упомянутая работа [6] рассматривалась с критических позиций в ряде последующих исследований. В связи с этим хотелось бы заметить, что, несмотря на недостатки, связанные с излишне формализованным рассмотрением темы, основная направленность этой работы нам представляется несомненно полезной.

** Конечно, как и при других методах интерпретации, точность результата зависит от соответствия рассматриваемого дифференциального уравнения реальным условиям фильтрации.

Граничные условия для этого уравнения (в том числе и условия на скважинах в пределах области) получают из граничных условий для уравнения (10.16) путем преобразования (10.17).

Уравнение (10.18) может использоваться для определения водоотдачи и параметров площадного питания — при известном распределении проводимости. В типовых расчетных условиях оно решается посредством аналитических методов и доводится до конечных расчетных формул. Для нас основной интерес представляют сложные расчетные схемы, требующие применения ЭВМ или АВМ. Покажем, как решается уравнение (10.18) на аналоговых моделях для областей, в пределах которых упомянутые параметры считаются постоянными.

Для этой цели рассчитывается и набирается сетка сопротивлений фильтрационного поля $R_T = f[T(x,y)]$, на которую задаются — в преобразованном по Лапласу—Карсону виде — граничные условия. В каждый внутренний узел сетки подключается дополнительное «операторное» сопротивление R_{t_p}; для реализации на сетке уравнения (10.18) величина этого сопротивления должна удовлетворять соотношению

$$R_{t_p} = \frac{\alpha_R}{\Delta x^2 (k_p/m_p + \mu^*/t_p)}, \tag{10.19}$$

где α_R — масштаб сопротивлений. На концы операторных сопротивлений задаются нулевые значения потенциалов, отвечающие стационарному распределению напоров в момент $t = 0$.

Далее, по известным графикам изменения уровня во времени $S_i(t)$ в отдельных расчетных узлах (совпадающих с точками расположения наблюдательных скважин) заранее рассчитываются изображения $\tilde{S}_i$ по формуле (10.17), а затем — отвечающие им потенциалы U_i. Собственно моделирование заключается в подборе сопротивлений R_{t_p} таким образом, чтобы потенциалы в расчетных узловых точках оказались совпадающими с заданными величинами U_i. Для контроля следует иметь в виду, что, поскольку искомые параметры априорно считаются постоянными в пределах рассматриваемой области, то при однородной разбивке все операторные сопротивления должны оказаться равными (а точнее — близкими) друг другу по величине. Если удовлетворить данное требование не представляется возможным, то это свидетельствует о неправомочности предпосылки о постоянстве искомых параметров.

По результатам моделирования оказывается, таким образом, определенной функциональная связь между водоотдачей и параметром перетекания:

$$\mu^* = t_p \left(\frac{\alpha_R}{R_{t_p} \Delta x^2} - \frac{k_p}{m_p} \right), \tag{10.20}$$

из которой может быть найден один из этих параметров, если другой определен каким-то независимым путем. Наряду с этим в ряде случаев представляется возможным раздельное определение двух параметров в рамках того же операционного метода. Для этого следует провести моделирование при двух существенно отличных параметрах преобразования t'_p и t''_p *, после чего параметры μ^* и k_p/m_p легко находятся из системы двух уравнений вида (10.20). Однако корректность такой операции может считаться удовлетворительной лишь при

---

* Оба они, однако, должны удовлетворять упомянутому ранее (§ 4, гл. 2) условию (2.40).

условии хорошей обусловленности упомянутой системы уравнений: все три слагаемые, входящие в уравнения вида (10.20), должны быть соизмеримыми друг с другом, а сами уравнения должны заметно отличаться своими коэффициентами ($t_р$ и $\alpha_R/R_{t_р}\Delta x^2$).

Аналогично изложенному, с помощью операционного метода может осуществляться параллельное определение емкостных параметров и параметров инфильтрационного питания. Заметим также, что полученное операционным методом уравнение (10.18) может применяться и для решения обратной задачи методами второй группы (§ 3, гл. 10).

Из приведенного материала становятся очевидными основные преимущества операционного метода при решении задач фильтрации.

1. Фильтрационные параметры отыскиваются исходя из стационарного уравнения вида (10.18) — вместо нестационарных, благодаря чему расчетные операции заметно упрощаются.

2. Граничные условия для преобразованного уравнения (10.18), не зависящие от времени, оказываются существенно унифицированными, так что обычно не требуется менять схему интерпретации эксперимента применительно к изменениям во времени условий на водозаборных скважинах.

3. Функция $\tilde{S}(x,y)$ в отличие от $S(x,y,t)$ использует сразу всю информацию о понижении в данной точке и отражает предшествующую историю процесса понижения уровней. В то время как функция $S(x,y,t)$ в каждый данный момент испытывает случайные флуктуации, обусловленные объективными (неизбежная случайная неоднородность поля фильтрации, не учтенная при составлении расчетной модели) или субъективными (неточность единичного замера) факторами, функция $\tilde{S}(x,y)$ как бы статистически осредняет эти флуктуации, резко снижая вызываемые ими погрешности. А поскольку в истории изменения понижений $S(x,y,t)$ в данной точке косвенно отражается влияние параметров всего поля фильтрации (в пределах области влияния эксперимента), то имеет место осреднение не только во времени, но и в пространстве*. С этих позиций можно говорить о том, что операционным методом определяются приведенные (расчетные) параметры для данной области, которыми как раз и следует пользоваться в прогнозах фильтрации *для той же области* при любых монотонных режимах возмущения.

Конечно, как и всякий расчетный метод, операционный метод имеет свои ограничения; они обусловлены требованиями линейности исходных дифференциальных уравнений и граничных условий. Кроме того, напомним, что в изложенной модификации метод предполагает стационарность исходного распределения напоров (на момент $t = 0$). Ясно, однако, что эти ограничения не исключают возможности применения операционного метода в весьма широком круге реальных условий.

2.4. Методы, основанные на использовании функций влияния

Своеобразие методов этой группы заключается в том, что решение обратной задачи отыскивается в виде некоторых функционалов, совокупно учитывающих как фильтрационные свойства пород, так и геометрию потока (т. е.

---

* При наличии большого объема информации и по пространственным координатам преобразованное дифференциальное уравнение может быть полностью сведено к интегральному аналогу, что позволит наилучшим образом увязать информацию и тем самым провести осреднение не только во времени, но и в пространстве.

фильтрационные сопротивления отдельных участков области фильтрации). Чаще всего под функцией влияния того или иного источника возмущения (скважины) для определенной расчетной точки области фильтрации понимают понижение напора в этой точке, вызванное единичным снижением напора на контуре возмущения.

Функции влияния используются для описания как стационарных, так и нестационарных фильтрационных процессов, однако в стационарных обратных задачах они нередко выступают в «скрытом» виде, будучи включенными непосредственно в замеренные величины понижений. Например, при стационарной работе группы из N скважин в области, оконтуренной границей с заданным постоянным напором и непроницаемой границей, справедливо соотношение [3]

$$\sum_{i=1}^{N} S'_{ci} Q_i = \sum_{i=1}^{N} S_{ci} Q'_i, \tag{10.21}$$

где S_{ci} и Q_i — понижение и расход i-й скважины, полученные из наблюдений, S'_{ci} и Q'_i — то же для прогнозируемых условий. В данном примере замеренные понижения в скважинах отражают в себе совокупно все характеристики пласта, необходимые для прогноза работы тех же скважин в новых условиях. Тем самым выражение (10.21) исключает необходимость в каких-либо промежуточных расчетных операциях, связанных с выделением фильтрационных параметров. Покажем, как используется эта формула для идентификации нефтяных пластов [3, 4].

Пусть скважины работают при заданных понижениях S_{ci} и замеренных расходах Q_i, после чего уровень в i-й скважине изменен на величину ΔS_i. Введем коэффициенты взаимовлияния скважин по дебитам $q_{ij} = \Delta Q_j / \Delta S_i$ — изменение дебита j-й скважины при изменении уровня в i-й скважине на единицу (считая, что эти изменения обусловлены только упомянутым приращением ΔS_i). Тогда из формулы (10.21) следует соотношение [4]

$$\| Q \| = M_q \| S_c \|, \tag{10.22}$$

где $\| Q \|$ — вектор-столбец для расходов скважин, $\| S_c \|$ — то же для понижения в скважинах, M_q — симметричная матрица коэффициентов влияния ($q_{ij} = q_{ji}$):

$$M_q = \begin{pmatrix} q_{11}, & -q_{12}, & -q_{13}, & \ldots, & -q_{1n} \\ -q_{21}, & q_{22}, & -q_{23}, & \ldots, & -q_{2n} \\ -q_{n1}, & -q_{n2}, & \ldots, & -q_{n,n-1}, & q_{nn} \end{pmatrix}. \tag{10.23}$$

Коэффициенты q_{ij} определяются наблюдениями — либо последовательно по мере ввода скважин в работу, либо для всей работающей системы скважин сразу. В последнем случае необходимо иметь результаты наблюдений при числе режимов работы системы, равном числу неизвестных коэффициентов влияния. На практике, однако, учитывают взаимовлияние лишь близко расположенных скважин, что позволяет существенно упростить определение коэффициентов q_{ij} [4].

Если скважины работают с заданными дебитами, то аналогично изложенному, вводятся коэффициенты влияния по понижениям ($S_{i,j} = \Delta S_j / \Delta Q_i$), определенные в результате наблюдений.

В практике гидрогеологических исследований более интересными являются возможности использования функций влияния для характеристики нестационарных процессов. Здесь широко применяется принцип Дюамеля (§ 3, гл. 2) в различных его модификациях, например:

$$S(x,\ y,\ t) = \frac{1}{S^0_\sigma} \int_0^t S_\sigma (t-\tau) \frac{\partial S^0 (x,\ y,\ \tau)}{\partial \tau}\, d\tau, \tag{10.24}$$

где $S^0(x,y,t)$ — замеренное понижение в расчетной точке при мгновенном понижении S^0_σ на поверхности возмущения σ (например, на контуре скважины); $S(x,y,t)$ — прогнозное понижение в той же точке при изменении понижения на контуре σ во времени по закону $S_\sigma(t)$. В этом принципе используется замеренная

функция влияния $F(x,y,t) = S^0(x,y,t)$. Интеграл в формуле (10.24), содержащий в себе обобщенную характеристику пласта и геометрии потока, легко определяется численными методами.

Более подробно описание методов, использующих функции влияния, можно найти в работах [3,4]. Мы не приводим их здесь, прежде всего, по той причине, что область применения этих методов в гидрогеологических расчетах * сравнительно ограничена: они будут давать приемлемые результаты лишь при идентичных границах области фильтрации в периоды наблюдений и прогноза (в частности, для одних и тех же систем скважин), а в нестационарных задачах — при соизмеримых величинах времени наблюдений и прогнозного времени.

§ 3. Принципы решения обратных задач итеративными методами целенаправленного поиска

Простейший пример использования способа проб и ошибок для определения на АВМ проводимости пласта по промысловым данным (для стационарных условий) можно найти в работе [10]. Вкратце, он сводится к следующему: 1) набирается сетка сопротивления R_1, отвечающих ориентировочным значениям проводимостей; 2) задаются потенциалы U_0 во все узловые точки, где имеется информация о напорах подземного потока; 3) определяются потенциалы U_1 в остальных узловых точках и вычисляются перепады потенциалов между узловыми точками ΔU_1; 4) на модель скважины подаются токи J_1 пропорциональные известным дебитам скважин; 5) измеряются потенциалы во всех точках U_1' и вычисляются величины $\Delta U_1'$; 6) вычисляются токи между узловыми точками $J_1' = \Delta U_1'/R_1$; 7) вычисляется новое поле сопротивлений $R_2 = \Delta U_1'/J_1$, и все операции повторяются заново; процесс решения заканчивается, в то время когда для всех эксплуатационных скважин расчетная сила тока оказывается отвечающей заданным дебитам скважин.

Несмотря на то, что в этом простейшем примере отражены не все особенности рассматриваемых методов, вполне очевиден основной принцип: индентификация водоносной системы методами целенаправленного поиска сводится к последовательному построению модели, имитирующей — известную из опыта историю изучаемого процесса. С этих позиций, можно говорить о калибрации расчетной модели. Следует, однако, подчеркнуть, что качественная калибрация модели — лишь необходимое, но не всегда достаточное условие надежности решения обратной задачи — с точки зрения использования полученных результатов для последующих прогнозов.

В связи с отмеченной в § 1 спецификой обратных задач, решение их в рамках рассматриваемых методов представляет собой сложный многоэтапный процесс, в котором опыт исследователя и его интуитивные оценки играют более важную роль, нежели собственно формально-математический метод. В качестве составных элементов (этапов) этого процесса нами будут выделяться: 1) исходный геологический анализ и подбор исходной информации; 2) выбор расчетной модели; 3) выбор масштаба рассмотрения и фрагментация потока; 4) предварительная оценка качества модели (исходных данных); 5) определение весовых коэффициентов коррекции; 6) предварительная коррекция модели; 7) выбор калибрационных критериев и математического метода калибрации; 8) обоснование весовых коэффициентов калибрации; 9) выбор кри-

* Напомним, что речь идет об обратных задачах.

териев физического (геологического) правдоподобия; 10) выбор оптимального решения ; 11) заключительная оценка качества модели.

Необходимо иметь в виду условность приведенного подразделения: обычно на каждом новом этапе решения обратной задачи приходится параллельно вносить коррективы в оценки, принятые в предшествующих этапах. При этом следует руководствоваться тем, что конечная цель решения обратной задачи — не параметры (которые всегда остаются лишь набором расчетных величин), а оптимальные предсказательные свойства модели. Это верно еще и потому, что ошибки параметров практически неотделимы от ошибок определения напоров и других входных данных.

3.1. Исходный геологический анализ и подбор исходной информации

В исходную информацию включаются как количественные показатели, непосредственно входящие в моделируемое дифференциальное уравнение (замеры напоров и расходов потоков подземных вод, результат определения локальных параметров при опытно-фильтрационных исследованиях, показатели изменчивости инфильтрационного питания по гидролого-метеорологическим данным и др.), так и различные косвенные данные, позволяющие составить хотя бы качественные представления об искомых величинах (гранулометрический состав фильтрующих пород, результаты оценки трещиноватости по керну и т. д.). Эти данные используются на модели и для установления возможных границ — относительных доверительных интервалов — изменения искомых параметров.

Поскольку информация о фильтрационных параметрах по изучаемой площади обычно весьма разрозненна и неполна, то для задания первого приближения обычно целесообразно ориентироваться на одноступенчатое или линейное изменение параметра между точками, где значение его фиксировано (п. 3.3). Заметим, что точность первого приближения очень важна для эффективного решения обратной задачи, так как скорость сходимости расчетных операций к искомому решению обратно пропорциональна квадрату отклонения первоначального приближенного решения от точного.

Особое значение для правильной постановки обратной задачи имеет внимательный геолого-структурный анализ, дающий основу для последующего задания на модели изменчивости фильтрационных параметров. Только выделение сравнительно однородных зон по структурно -литологическим признакам позволяет избежать слепого подбора и сделать поиск параметров действительно целенаправленным, связывая их изменения с определенными геологическими закономерностями. Например, изменения проводимости определяются по изменениям мощности пласта и гранулометрического состава пород, а изменения гравитационной емкости пласта — по изменению состава покровных отложений и т. п.

3.2. Выбор расчетной модели

Калибрационная модель воссоздает историю фильтрационного процесса, описываемого в том или ином приближении, конкретным дифференциальным уравнением. Удовлетворительность этого приближения определяется, в первую очередь, правильностью диагностики — как предварительной, так и осуществляемой в процессе решения обратной задачи. Диагностика проводится исходя из тех же принципов, что и при интерпретации опытно-фильтрационных работ.

Определенную специфику здесь вносит необходимость выявления закономерных изменений параметров по ходу фильтрационного процесса, связанных, в частности, с его нелинейностью например, изменения коэффициента гравитационной емкости, обусловленные слоистостью пласта вблизи понижающейся свободной поверхности).

Естественно, что в каждом конкретном случае *характер расчетной модели будет различным в зависимости от ее целевого назначения* (т. е. от того, какие именно параметры подлежат определению), *а также от характера исходной информации*. В принципе, на одной и той же модели могут отыскиваться сразу несколько параметров, однако на практике такого рода оценки редко приводят к удовлетворительным результатам. Объясняется это тем, что, во-первых, при одновременном поиске ряда параметров резко возрастает уровень некорректности обратной задачи (§ 1), а, во-вторых, требования к расчетной модели (с позиций точности определения различных параметров) оказываются трудно совместимыми или вообще противоречат друг другу. Соответствующая система уравнений плохо обоснована для одних параметров и относительно хорошо — для других. Например, при заданном расходе потока на какой-либо внутренней границе области фильтрации (контуре дренажа) определение проводимости дает надежные результаты вблизи этого контура, где градиенты потока максимальны, а режим движения — квазистационарный. Поэтому наиболе разумно определять водопроводимость в рамках относительно крупномасштабной (т. е. охватывающей небольшую площадь) стационарной модели. Наоборот, надежное определение водоотдачи требует обычно сравнительно больших скоростей изменений напоров па расчетной модели или (болсе общее требование) сравнительно больших скоростей изменения емкости модели, тогда как погрешности градиента фильтрации сказываются на расчетной величине водоотдачи относительно слабее. Поэтому емкостные параметры пород должны определяться в рамках существенно нестационарных расчетных моделей *, обычно сравнительно мелкомасштабных (т. е. охватывающих большие площади).

По этим причинам, не отвергая полностью целесообразности параллельного определения ряда параметров в рамках одной расчетной модели, мы полагаем, что следует стремиться к использованию разных моделей для (независимого или последовательного) определения различных параметров. Сказанное относится, по крайней мере, к водопроводимости, со дной стороны, и параметрам емкости и площадного питания — с другой. Это предполагает, что каждая из расчетных моделей использует неидентичную информацию. Точнее говоря, каждая последующая модель наряду с общими исходными данными должна включать и новую, не использованную ранее, информацию. Чем больше относительная доля новой информации, тем меньше будет зависеть точность определения искомого параметра от погрешности оценки ранее найденного параметра**. Рекомендуется начинать решение с построения моделей для отыскания тех параметров, которые полнее освещены имеющейся информацией и наиболее чувствительны к ней (п. 3.4). Чаще всего таким параметром выступает водопроводимость. Однако в относительно изолированных и замкнутых структурах эту роль нередко играют водоотдача и (или) параметры площадного питания.

Одновременное определение проводимости и емкости пласта в рамках одной модели целесообразно в основном для тех геофильтрационных задач,

---

* Их эквивалентом могут являться стационарные модели, отвечающие интегральным аналогам исходных уравнений (§ 2).

** Речь идет о тех случаях, когда новая расчетная модель использует значения параметра, определенные на одной из предшествующих моделей.

которые опираются на данные о стабильной во времени работе водозаборных скважин: перебирая на модели варианты задания параметров пласта, составляют модельные и натурные графики зависимости S/Q от $\lg t$ — аналогично интерпретации опытных откачек [5].

Переходя к пространственно-временной характеристике расчетных моделей, отметим целесообразность применения в большинстве случаев дискретного представления пространства: дискретные модели позволяют наиболее эффективно учесть имеющуюся (разрывным и нерегулярным образом заданную) информацию, осуществить гибкое изменение входных данных на отдельных участках в зависимости от реакции модели и оценить локальную чувствительность. Важно, конечно, и то, что дискретная модель отвечает применяемым вычислительным устройствам.

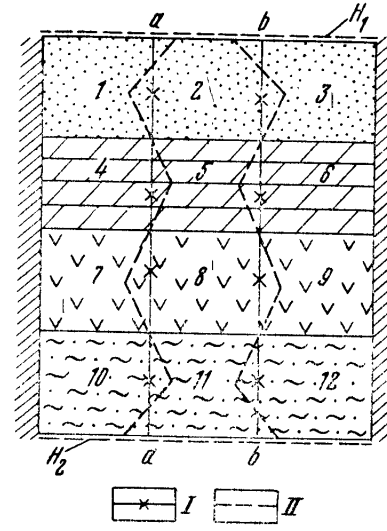


Рис. 81. Схема разбивки расчетной модели по Ш. Ньюману [24]:

I — первый вариант; *II* — второй вариант

Кроме того, у дискретной модели есть еще одно существенное преимущество при решении обратных задач: поскольку границы расчетных блоков модели обычно пересекают линии тока, эти блоки служат проводниками информации от одного участка области фильтрации к другому. Между тем, в непрерывной модели, как мы уже знаем, влияние исходной информации (типа входных данных Коши) ограничивается определенными линиями тока (§ 1). Пример, иллюстрирующий эти особенности, приведен в работе Ш. Ньюмана [24]. На расчетной модели (рис. 81), состоявшей из четырех однородных изотропных участков, сначала было получено распределение напоров путем решения прямой задачи, после чего решалась обратная задача. При этом в дополнение к данным о напорах, считалось заданным значение проводимости T лишь в блоке 5. Поскольку aa и bb — линии тока, то исходная информация была явно недостаточной для единственного решения непрерывной задачи Коши (§ 1). Соответственно, при решении обратной задачи на сетке, границы элементов которой совпадали с линиями тока, результаты оказались совершенно неудовлетворительными: принятым исходным данным отвечало множество наборов функций проводимости. Однако при измененной разбивке (см. рис. 81), когда элементы сетки не совпадали с линиями тока, решение обратной задачи оказалось единственным *.

Для реализации дискретных моделей могут использоваться как различные вычислительные устройства (АВМ или ЭВМ — см. также § 4), так и разнообразные численные схемы — конечно-разностные или вариационно-разностные. Конечно-разностная аппроксимация обычно наиболее эффективно осуществляется в рамках метода переменных направлений [26], а вариационно-разностная — в рамках метода конечных элементов [17, 20, 24]. Важным вопросом при построении любой дискретной модели является обоснование детальности пространственной разбивки области фильтрации, тесно связанное с выбором оптимального масштаба рассмотрения обратной задачи.

---

* Важно пояснить, что здесь был исследован лишь один из факторов, определяющих неединственность (§ 1), а другие — устранены самой постановкой задачи.

3.3. Выбор области и масштаба рассмотрения, фрагментирование потока

Выбор расчетной области и масштаба рассмотрения обратной задачи определяется в первую очередь ее целевым назначением — искомыми параметрами (п. 3.2) и задачами последующего прогноза. Желательно, чтобы область и масштаб соответствовали той прогнозной модели, в которой предполагается использовать расчетные параметры. Однако на деле это требование соблюдается не всегда: прогнозная модель часто должна занимать существенно бóльшие площади, и в этом варианте неизбежной оказывается экстраполяция результатов решения обратной задачи.

Далее, площадь и масштаб рассмотрения обратной задачи зависят от плотности распределения исходной информации и степени ее надежности. Так, расчетная модель должна ограничиваться той областью, где: 1) имеется информация о напорах или расходах потока; 2) плотность этой информации отвечает выбранному для модели в целом масштабу рассмотрения; 3) входные величины заметно превышают погрешности их замеров — чувствительность модели по отношению к этим погрешностям лежит в рамках допустимой погрешности определения параметров; 4) устанавливается взаимосвязь между изменениями входных данных в одних (например, краевых) точках области и результирующими параметрами в других (условно говоря, прилегающих к центральной части) точках. Невыполнение последнего требования обычно свидетельствует о том, что из априорно принятой для рассмотрения области могут быть исключены отдельные (например, краевые) участки, так как информация по ним не уточняет параметры других участков. Таким образом, уже выбор площади рассмотрения обратной задачи требует модельной проверки взаимной чувствительности и взаимозависимости отдельных участков модели (п. 4).

Масштаб рассмотрения определяется наряду с изучаемой площадью дробностью дискретной модели. С одной стороны, как и в прямых задачах, степень дискретности должна отвечать моделируемому уравнению и краевым условиям, обеспечивая достаточно хорошую их аппроксимацию. С другой стороны, дробность модели должна соответствовать плотности информации о напорах и расходах потока: ясно, например, что размеры модельной сетки ($l_м$) обычно не должны превышать расстояние между скважинами наблюдательной сети ($l_н$) *, причем отношение $l_м/l_н$ должно быть тем меньше, чем больше изменчивость аппроксимируемой функции (напора) и чем выше принятая в математическом методе точность аппроксимации.

Однако, увеличивая число узловых точек модели, не содержащих информацию, мы одновременно повышаем число неизвестных значений искомого параметра, т. е. снижаем уровень определения расчётной системы уравнений. Правда, мы уже знаем, что обратную задачу иногда можно попытаться решить и при недоопределенной системе исходных уравнений, но вероятность правильного решения оказывается значительно выше, если, наоборот, система переопределена. Для переопределения системы нам нужно либо уменьшить число узловых точек модели (что неизбежно приводит к росту погрешности аппроксимации и к снижению точности прогонки прямой задачи), либо увеличивать размеры областей, в пределах которых искомый параметр считается неизменным. Подобная фрагментация области осуществляется исходя из геологических сведений, данных опытно-фильтрационных работ и, наконец, характера карт гидроизогипс.

---

* По крайней мере, в тех случаях, когда замеры по группе скважин не осредняются перед введением в модель.

Однако роль последних, в этом плане, не следует переоценивать, так как напорная функция лишь в очень сглаженном виде отражает фильтрационную неоднородность. Можно, очевидно, рекомендовать, чтобы частота изменения определяемого на модели расчетного параметра была, как минимум, в 5—10 раз меньше частоты расположения изогипс (имеется в виду, что последние строятся достаточно обоснованно).

Следовательно, один из главных вопросов при решении обратной задачи — установление оптимального соответствия между числом $n_п$ неизвестных значений параметра и входными данными задачи, т. е. сколько нужно иметь независимых соотношений, чтобы получить достаточно определенную систему уравнений. Первым ориентиром, может служить требование $N \geqslant n_п$. Более общим можно считать следующий критерий: систему узловых соотношений следует рассматривать недоопределенной, если есть бо́льшая система, *основанная на данных той же степени точности* и приводящая к существенно измененным оценкам [24]. Исходя из этого, для проверки соответствия выбранной разбивки сеточной области и ее фрагментации кусочно-постоянными подобластями, с одной стороны, и имеющихся входных данных — с другой, рекомендуется повторно решить задачу при несколько уменьшенном объеме входной информации. Если результаты не будут существенно различаться, то это свидетельствует либо о правильности сделанного ранее выбора сетки и фрагментации (система хорошо определена), либо о целесообразности уменьшения элементов сетки и размеров фрагментов. Последнее проверяется аналогично — решением соответствующего варианта задачи и сравнением его с результатом исходной модели. В противном случае необходимо идти по линии увеличения размеров фрагментов, в пределах которых искомый параметр считается постоянным, а также размеров сеточных блоков (последнее допустимо до тех пор, пока погрешность прогонки прямой задачи не будет возрастать слишком сильно).

3.4. Предварительная оценка качества модели

После того, как на модели назначены параметры, в первом приближении, проводится оценка качества модели по степени согласованности исходных данных. Для этого используется принцип разложения (декомпозиции) модели [23]: считается, что погрешность модели в том или ином блоке (номер i) обусловлена только неточностью задания параметров именно в этом блоке и за меру несогласованности исходных данных вблизи центра блока принимается погрешность баланса воды в нем (коротко — небаланс):

$$\varepsilon_{Q_i} = \sum_{k=1}^{4} \frac{T_{ik}\omega_{ik}}{l_{ik}(t_2 - t_1)} \int_{t_1}^{t_2} [H_k(t) - H_i(t)]\, dt - Q_i - \mu_i^* F_i [H_i(t_1) - H_i(t_2)], \quad (10.25)$$

где ω_{ik} — ширина потока между i-м и k-м узлами, отстоящими на расстоянии l_{ik}; $t_2 - t_1$ — расчетный интервал времени на модели; Q_i — расход воды, отбираемый из блока; F_i — площадь блока.

Для простоты расчетов можно полагать, что величины $[H_k(t) - H_i(t)]$ зависят от времени линейно.

Оценки по величине ε_{Q_i} позволяют выявить грубые ошибки модели с точки зрения несогласованности исходных данных. Однако эта величина не может служить мерой требуемой коррекции модели. Например, небольшие поправки градиента вызывают значительные изменения величины ε_{Q_i} в блоках с высокой

проводимостью и малые — в блоках с низкой проводимостью, а большие изменения емкостных свойств слабо влияют на величину ε_{Q_i} в блоках с малыми изменениями напоров за расчетный период. Поэтому в качестве меры требуемой коррекции вводится [23] *индекс помех* ε_{H_i} для каждого узла — изменения уровней по узлам в конце расчетного периода, необходимые для приведения системы к балансу:

$$\varepsilon_{H_i} = H_i(t_2) - H_i^{\text{р}}(t_1), \tag{10.26}$$

где $H_i(t_2)$ — заданное значение напора в узле; $H_i^{\text{р}}(t_1)$ — расчетное значение напора, определенное из уравнения (10.25) при $\varepsilon_{Q_i} = 0$.

По индексу помех вводятся весовые коэффициенты коррекции (п. 3.5), для чего полезно предварительно провести классификацию узлов по величинам ε_{H_i}. При этом сразу ориентировочно выявляются участки, содержащие плохую исходную информацию или грубые модельные ошибки.

Следующим этапом оценки качества модели служит *анализ чувствительности*, который сводится к определению приращений параметра в каждом узле $k(\Delta\Pi_k)$, необходимых для изменения напора в узле i на некоторую фиксированную малую величину ΔH^0:

$$\varphi_{ik} = \frac{\Delta H^0}{\Delta\Pi_k}, \tag{10.27}$$

где φ_{ik} — чувствительность напора по параметру Π в i-м блоке относительно k-го блока, а величина ΔH^0 должна быть заметно большей счетной погрешности модели, не превышая, вместе с тем, порядка средних значений ε_{H_i}. Для упрощения расчетных операций можно принимать различные значения ΔH_i^0 в разных блоках, а в дальнейшем приводить коэффициенты φ_{ik} к единой шкале, предполагая, что связь между ΔH_i^0 и $\Delta\Pi_k$ — линейна. В первом приближении, величины φ определяются, исходя из принципа декомпозиций (т. е. ищутся коэффициенты чувствительности φ_{ii}), а более точно — для модели в целом.

Оценки чувствительности могут проводиться и для изучения относительной роли погрешностей определения одного параметра в разных зонах водоносного пласта (п. 3.3) или различных параметров — в одной точке пласта. Тем самым анализ чувствительности позволяет оценить соответствие между моделью и изучаемым процессом, отраженным входной информацией [28]. В частности, определение нечувствительных параметров должно вообще исключаться из алгоритма решения обратной задачи. Исходя из чувствительности, назначаются и весовые коэффициенты.

3.5. Выбор весовых коэффициентов коррекции

Весовые коэффициенты коррекции должны включать данные о доверительных интервалах изменения расчетных параметров (п. 3.1), а также оценку чувствительности и оценку индекса помех [23]. С этой целью сначала определяются обобщенные коэффициенты чувствительности, для чего чувствительность φ_{ii} умножается на доверительный интервал изменения параметра $\langle \Pi \rangle_i$:

$$\bar{\varphi}_{ii} = \varphi_{ii} \langle \Pi \rangle_i. \tag{10.28}$$

Смысл коэффициента φ_{ii} понятен: чем больше $\bar{\varphi}_{ii}$, тем сильнее может влиять изменение параметра Π в блоке i на модель и наоборот.

Теперь осталось учесть, что различные блоки оказывают разное влияние на погрешность модели, т. е. имеют разный индекс помех. Тогда весовой коэффициент коррекции для параметра П в блоке i будет

$$\bar{k}_i = \varepsilon_{H_i} \cdot \bar{\varphi}_{ii}. \qquad (10.29)$$

Заметим, что коэффициенты $\bar{k}_i$ должны нормироваться и приводиться к единой шкале. Однако применительно к излагаемому ниже (п. 3.6) способу коррекции модели в этом нет необходимости.

3.6. Первоначальная коррекция модели

Основным принципом коррекции является внесение изменений сразу для всех точек области при одновременном выполнении требования об относительном постоянстве параметра в пределах выделенных по геолого-структурным признакам однородных подобластей (п. 3.1). Если модель хорошо корректируется и без соблюдения данного принципа, то это свидетельствует о неудачном построении модели: отдельные ее области не коррелируют друг с другом. Наиболее простая форма коррекции сводится к следующему [23]: выбирается произвольный общий коэффициент коррекции (например, $\alpha_1 = 0{,}01$), не выводящий параметры за доверительные пределы их изменения, и каждый параметр корректируется на величину $\alpha_1 \bar{k}_i$. Вычисляется реакция модели на коррекцию и полученные конечные уровни сравниваются с первоначально заданными их значениями. При этом расхождения используются для отыскания новых весовых коэффициентов и проводится новая коррекция с более высоким общим коэффициентом ее (например, 0,02). По графику снижения средней относительной ошибки или по более общему калибрационному критерию (п. 3.7) судят о целесообразном уровне прекращения коррекции. Если же средняя относительная ошибка не стремится при этом к какому-то пределу, то исходная модель неверна.

Достоинство такого метода коррекции в его простоте; важно также, что субъективная информация используется в модели в виде количественных показателей, вводимых заранее в алгоритм калибрационного процесса. Однако ввиду использования метода декомпозиции, который противоречит основному принципу коррекции *, а также из-за отсутствия четкой связи коррекции с калибрационным критерием модели, приведенный метод коррекции следует рассматривать как приближенный. При достаточно богатой входной информации целесообразны последующие уточнения калибрационного процесса; для этого необходимо использовать интегральные (по всей площади модели) калибрационные критерии, с которыми жестко увязывается и уточняющий метод калибрации.

3.7. Выбор калибрационного критерия и метода калибрации модели

Конечной целью калибрации является минимизация некоторой меры погрешности модели в целом. Эта мера, характеризующая качество калибрации, является функцией ошибок, и следовательно, выбор меры должен зависеть

---

* Ошибки, вносимые методом декомпозиции, зависят от искомого параметра. Они будут больше при оценке емкостных свойств и меньше при определении проводимости.

от их распределения (которое, напомним, нам неизвестно). Во многих работах за такую меру I_k предлагается брать сумму квадратичных отклонений:

$$I_k^1 = \sum_{i=1}^{N_1} (\Delta H_i)^2, \tag{10.30}$$

где N_1 — число блоков с заданными напорами; ΔH_i — отклонение расчетного напора в i-м блоке от заданной величины. В действительности, такой подход представляется во многих случаях совершенно неудовлетворительным — и поскольку всем точкам модели придается эквивалентное значение и потому, что ошибки напора сами по себе являются излишне сглаженной мерой точности калибрации, мало чувствительной к изменениям параметров. Важно также, что в критерии (10.30) никак не отражены характер измеряемой функции и закономерности ее изменения (т. е. исходное дифференциальное уравнение). Более гибкой и надежной мерой является величина [24]

$$I_k'' = \sum_{i=1}^{N} (\omega_i \varepsilon_{Qi})^2, \tag{10.30а}$$

где ε_{Qi} — ошибка баланса в узле i; ω_i — весовой коэффициент калибрации (не путать с весовыми коэффициентами коррекции). Недостатком этой меры является то, что в нее не входят непосредственно заданные значения напоров. Кроме того, как и в предыдущем случае ею преувеличивается роль больших ошибок. Наконец, данная мера предполагает нормальное распределение ошибок, но введение весовых коэффициентов делает это распределение отнюдь не нормальным.

Если судить по некоторым ограниченным результатам авторов, то при оценке емкостных свойств хорошие результаты дает критерий

$$I_k' = \sum_{i=1}^{N_1} \omega_i \Delta H_i, \tag{10.31}$$

а при оценке проводимости — критерий:

$$I_k'' = \max_{i=1,\ \ldots,\ N} (\omega_i \varepsilon_{Qi}). \tag{10.31а}$$

Более общий калибрационный критерий может быть записан путем объединения выражений вида (10.30) и (10.30а), например, для стационарного уравнения (10.1):

$$I_k = C_H \sum_{k=1}^{N_1} \alpha_{Hk} \left(H_k - H_k^*\right)^2 + C_T \sum_{j=1}^{N_2} \alpha_{Tj} \left(T_j - T_j^*\right)^2 +$$

$$+ C \iint_{(D)} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial H}{\partial y} \right) \right]^2 dx\, dy = \Phi_1 + \Phi_2 + \Phi_3, \tag{10.32}$$

где T и T^* — расчетное и заданное значения проводимости (N_2 — число точек, где задана проводимость); H и H^* — расчетное и заданное значения напоров (N_1 — число точек, где заданы напоры); α_{Tj} и α_{Hk} весовые коэффициенты калибрации; D — площадь моделируемой области.

Краевые условия первого рода учитываются в функционале I_k автоматически, а при краевых условиях второго рода, заданных на контурах L_p, в функционал Φ_3 вводится дополнительное слагаемое вида

$$\Phi_3' = C \sum_{p=1}^{N_3} \alpha_{q,p} \int_{L_p} \left(T \frac{\partial H}{\partial n} - q_p^* \right)^2 dl, \tag{10.33}$$

где q_p^* — заданное значение удельного расхода на контуре L_p; N_3 — число контуров, на которых задан расход.

В математическом плане, соединение в калибрационном критерии I_k квадратичных отклонений от заданных значений восстанавливаемых функций (в данном случае T и H) и небаланса исходного дифференциального уравнения (Φ_3) отвечает идее регуляризации некорректно поставленной обратной задачи [12, 14]: слагаемое функционала Φ_3, учитывающее исходное уравнение, регуляризирует задачу, так как функции T и H, взаимно независимые в первых двух слагаемых функционала, корректируют друг друга, благодаря третьему слагаемому. В результате этого обратная задача становится корректной *. Соответственно, коэффициенты C_T, C_H и C, отражающие значимость отдельных составляющих функционала I_k, называются коэффициентами регуляризации. Вопрос об их определении требует специального исследования [12, 14]. Если ограничиться практически наиболее реальным случаем, когда основное значение придается замерам напора и расхода, а также балансовым оценкам (т. е. $\Phi_2 \approx 0$), то параметры регуляризации в первом приближении можно найти, потребовав одинаковой значимости составляющих Φ_1 и Φ_3 вблизи точек минимума функционала I_k.

Заметим, что плодотворность принципа регуляризации подтверждается, в частности, эффективным исследованием ряда обратных геофизических задач [15].

Для отыскания решения, удовлетворяющего калибрационному критерию (т. е. приводящего к минимуму функционал I_k), напор H и водопроводимость T обычно представляются в виде разложения по некоторым координатным функциям (например, функции Хаара, полиномы, сплайны и т. д.), а коэффициенты разложения отыскиваются из условия минимума. Для этого могут использоваться различные методы. В частности, широко применяются те или иные модификации итерационного метода наискорейшего спуска [17, 18, 30]. На гибридных вычислительных устройствах с успехом реализуется метод итерационного поиска, основанный на использовании так называемого сопряженного дифференциального уравнения [7, 27].

Судя по литературным источникам [20, 24], при наличии мощных ЭВМ наиболее эффективным путем решения рассматриваемой калибрационной задачи является использование метода конечных элементов, который уже по своим исходным (вариационным) принципам направлен на отыскание минимума некоторого функционала. При применении этого метода выражению (10.32) для калибрационного критерия (в случае, когда $\Phi_2 = 0$) придается вид

$$I_k = \sum_{k=1}^{N_1} \alpha_{Hk} \left(H_k - H_k^*\right)^2 - \gamma \left[\iint\limits_{(D)} T \left(\nabla^2 H\right)^2 dx\, dy + \sum_{p=1}^{N_3} \alpha_{qp} \int\limits_{L_p} 2q^* H\, dl \right], \qquad (10.34)$$

где γ — параметр регуляризации.

Имеющийся опыт решения обратных задач этим методом свидетельствует, однако, о необходимости использования его модификаций повышенной точности: ввиду решающей роли погрешностей задания напоров при исследовании обратных задач, в пределах каждого элемента следует принимать аппроксимацию напора полиномом второй или третьей степени (но не первой, как это обычно делается при решении прямых задач [20].

В заключение заметим, что наряду с критерием вида (10.32) могут использоваться и другие критерии. Поскольку все они носят статистический характер и определяются степенью их соответствия неизвестному нам закону распределения ошибок, то выбор оптимального калибрационного критерия во многом является вопросом удачи. Кроме того, субъективный характер носят и весовые коэффициенты калибрации.

---

* Полезно заметить, что использование принципов регуляризации лежит за рамками способов проб и ошибок.

3.8. Обоснование весовых коэффициентов калибрации

При назначении этих коэффициентов нужно, очевидно, учитывать достоверность задаваемых значений напоров (или других задаваемых величин) и их чувствительность по определяемому параметру: например, для критерия вида (10.30) можно полагать, что весовые коэффициенты калибрации обратно пропорциональны обобщенным коэффициентам чувствительности $\bar{\varphi}_{it}$, предварительно градуированным по единой шкале и нормированным. Таким образом точкам, в которых параметр считается заданным с более высокой надежностью или в которых чувствительность по изучаемому параметру сравнительно низка, придается относительно большое значение.

Однако сложнее поддается учету неравнозначность погрешностей калибрации в различных зонах. С этой точки зрения следует, очевидно, оценивать чувствительность не только по напорам, но и по каким-то интегральным показателям модели в целом. Например, при наличии информации о расходах скважин в пределах изучаемой области таким показателем может являться суммарный расход откачки (Q_Σ) — в задачах по определению проводимости, или общее количество откачанной воды (V_Σ) — в задачах по оценке емкостных свойств пород. Соответственно, больший вес придается погрешностям калибрации в тех областях модели, параметры которых сильнее влияют на упомянутые интегральные показатели: в весовые коэффициенты калибрации вводятся дополнительные множители вида $\Delta\bar{Q}^0_\Sigma/(\Delta\overline{\Pi})_i$ (или $\Delta\bar{V}^0_\Sigma/(\Delta\overline{\Pi})_i$), где $(\Delta\overline{\Pi})_i$ — относительное изменение параметра в i-м узле, вызывающее относительное изменение расхода (или объема откачанной воды) на некоторую фиксированную малую величину $\Delta\bar{Q}^0_\Sigma$ (или $\Delta\bar{V}^0_\Sigma$).

В целом при выборе критерия калибрации и при обосновании весовых коэффициентов следует, очевидно, широко использовать анализ чувствительности.

3.9. Критерии физического правдоподобия

Из-за присутствия «шума» (§ 1) статистическая близость модели к множеству наблюденных данных (т. е. соблюдение калибрационного критерия) не является проверкой степени обоснованности модели как предсказательного инструмента: эта близость не обязательно свидетельствует о физическом правдоподобии модели. Поскольку истинные значения небаланса не равны тем, которые участвуют в калибрационном критерии, то, наряду с найденным экстремальным решением, имеется бесконечно большее число решений, *почти* удовлетворяющих калибрационному критерию. Не исключено, что некоторые из этих решений будут обладать гораздо лучшими предсказательными свойствами, чем экстремальное. Нетрудно привести примеры задач, в которых экстремальное решение, наилучшим образом удовлетворяющее калибрационному критерию, дает физически нереальные результаты [22, 24].

Итак, калибрационный критерий помогает найти лишь набор альтернативных решений *, среди которых еще предстоит искать оптимальное — в смысле его пользы для прогноза. Для этого нужно ввести дополнительные критерии физического правдоподобия модели. Один из таких критериев мы уже использовали, назначив границы возможного изменения параметров (п. 3.1).

---

* Т. е. решений, достаточно хорошо удовлетворяющих критерию I_k (с малыми отклонениями от минимума).

Другим важнейшим моментом является условие относительного постоянства параметра в пределах намеченных однородных подобластей (п. 3.1) и корреляция изменчивости параметра с геолого-структурными закономерностями. Дополнительная возможность возникает в отыскании «наиболее гладких» из альтернативных решений, найденных выше при условии, что геологическая среда не предполагает резких (разрывных) изменений. Тогда мерой физического правдоподобия может быть принят функционал [19]:

$$I'_{\Phi}=\sum_{i=1}^{N}\alpha_{\Pi i}\left|\frac{\Pi_i-\Pi_{\text{ср}}}{\Pi_{\text{ср}}}\right|, \tag{10.35}$$

где $\Pi_{\text{ср}}$ — среднее для всей области значение параметра (определяется в процессе моделирования); $\alpha_{\Pi i}$ — весовые коэффициенты; N — общее число узловых точек модели или той ее части, где параметр предполагается «гладким».

Если заданы отдельные достаточно достоверные значения параметра — Π^*_k, то в критерий физического правдоподобия разумно включать выражение [24]

$$I''_{\Phi}=\sum_{y=1}^{N_{\Pi}}\alpha_{\Pi k}\left|\frac{\Pi_k-\Pi^*_k}{\Pi^*_k}\right|, \tag{10.36}$$

где N_{Π} — число точек, в которых заданы достоверные значения параметра П.

Физически наиболее правдоподобное решение отвечает, очевидно, минимуму функционала I_{Φ}.

3.10. Выбор оптимального решения

Понятно, что из-за неизбежных погрешностей модели условию минимума I_k будет отвечать одно решение, а условию минимума I_{Φ} — другое. Для соединения обоих критериев следует искать минимумы $I_k = I^0_k$ при дополнительном ограничении $I_{\Phi}<I^0_{\Phi}$, где величины I^0_{Φ} задаются, исходя из разумных физических соображений. Набор таких значений I^0_k для разных I^0_{Φ} может быть найден методами параметрического линейного программирования [24]. Каждой паре (I^0_k, I^0_{Φ}) отвечает некоторое распределение искомого параметра (альтернативное решение). Возникает вопрос, как же найти оптимальное из решений: ведь в определенных границах, уменьшая I_k, мы одновременно будем увеличивать I_{Φ}, т. е. улучшая калибрацию — ухудшать степень физического правдоподобия и наоборот. Кроме того, I_k и I_{Φ} — два вообще несоизмеримых свойства модели, т. е. нельзя просто искать минимум их суммы.

Следовательно, выбор оптимального решения предполагает разумную «торговлю» между I_{Φ} и I_k с учетом всех конкретных факторов. Этот процесс — сугубо субъективный. Он обычно позволяет выделить относительно узкий диапазон из всех возможных альтернативных решений, исходя из целевого назначения расчетной модели [24]. Так, если условия в период прогноза оказываются очень близкими к тем, которые были приняты для калибрации, то больше веса следует придать минимизации I_k и наоборот.

Сказанное иллюстрируется примером: на рис. 82, *а* представлена исходная калибрационная модель, а на рис. 82, *б* и 82, *в* — два возможных варианта стационарной прогнозной модели. Ясно, что, даже полностью пренебрегая геологической изменчивостью и опре-

деляя на калибрационной модели лишь единую (осредненную) проводимость пласта, мы получим при последующем прогнозе в случае *б* практически точный результат; в то же время прогноз по средней проводимости условий работы нового водозабора, показанного на рис. 82, *в*, будет мало удовлетворительным. Следовательно, калибрация модели *а* для прогнозов по варианту *б* практически не требует привлечения критериев физического правдоподобия, хотя полученные расчетные параметры могут быть очень далекими от реальных; наоборот, калибрация *той же модели* в целях прогнозов для варианта *в* может быть приемлемой лишь при условии тщательного анализа физической достоверности распределения расчетных параметров, получаемого при калибрации.

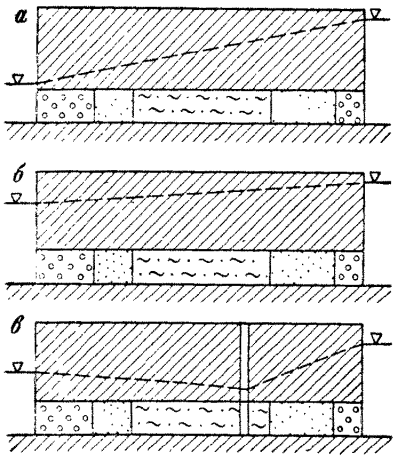


Рис. 82. Схемы моделей планово-неоднородной области фильтрации:

а — для обратной задачи; *б* — для прогнозной задачи (первый вариант); *в* — для прогнозной задачи (второй вариант)

3.11. Заключительная оценка качества модели

После выбора оптимального решения оно задается на модели и затем проводится детальный анализ чувствительности с использованием шаблонов линейного программирования. Изменяя параметры в отдельных зонах, изучают влияние этих изменений на калибрационный критерий. Тем самым оценивается возможная погрешность определения параметра и надежность модели. Кроме того, выявляются те ее участки, в которых параметр вообще не может быть надежно определен на базе имеющейся информации.

Почти во всех случаях целесообразно повторить расчетные операции, исходя из полученного распределения параметров. Может также оказаться, что проведенный анализ заставит пересмотреть саму модель, масштаб и область рассмотрения и т. д.

В заключение подчеркнем, что мы рассмотрели здесь лишь общую схему реализации методов целенаправленного поиска. В частности, были полностью опущены все детали формально-математических операций при калибрации модели, требующие специальной подготовки читателя и выходящие за пределы настоящей монографии. При изложении данной темы авторы усматривали свою главную цель не в том, чтобы дать готовый аппарат решения обратных задач (при современном состоянии изученности это было бы нереальным замыслом), а в том, чтобы помочь читателю выработать общий взгляд на проблему идентификации водоносных систем.

§ 4. Об эффективности и перспективах исследований по идентификации водоносных систем

Проведенный анализ возможных путей решения обратных задач позволяет сделать некоторые выводы об эффективности и перспективных направлениях исследований в этой области.

Начнем с сопоставления двух изложенных выше (§ 2 и § 3) подходов к решению обратных задач. Ясно, что второй из них, основанный на целенаправленном поиске, является в общем случае более точным. Однако реализация преимуществ такого подхода на практике оказывается возможной лишь при наличии достаточно богатой исходной информации. Кроме того, для этого часто требуется

проведение весьма трудоемких и сложных вычислительных операций. Поэтому, в целом, очевидно, всегда целесообразно начинать решение обратной задачи, используя прямой подход, и лишь затем, исходя из анализа входной информации и полученных оценок параметров, переходить к уточнению расчетных параметров методами целенаправленного поиска. Естественно, что такое решение всегда останется субъективным, ибо невозможно заранее определить, гарантирует ли заданная входная информация достаточную эффективность использования методов целенаправленного поиска.

Далее, изложенный выше материал показывает, что решение обратных задач, требует, как правило, применения АВМ или ЭВМ. Преимущества аналоговых моделей заключаются, прежде всего, в возможности наиболее гибкого учета всех особенностей конкретного объекта, в обеспечении более надежного поэтапного контроля за физическим правдоподобием всех (в том числе и промежуточных) расчетных оценок, в возможности гибкого реагирования модели на возникающие в процессе решения требования к ее корректировке, и, наконец, в быстродействии при решении соответствующей системы уравнений для большого числа узловых точек (последнее особенно важно при анализе чувствительности для модели в целом). С другой стороны, решение обратных задач методами целенаправленного поиска часто требует осуществления вариантных расчетных операций в таком объеме, который реально осуществим лишь с привлечением ЭВМ. Поэтому отказ от ЭВМ в данном случае равносилен снижению точности и надежности решения обратной задачи. Вместе с тем, полная автоматизация процесса идентификации водоносного пласта на ЭВМ существенно снижает возможности контроля за физическим правдоподобием модели, возможности интуитивных оценок и внесения корректив; кроме того, в этих целях требуются мощные ЭВМ с большой «памятью». Поэтому в настоящее время, очевидно, наиболее целесообразно реализовать методы целенаправленного поиска на базе сочетания АВМ и ЭВМ, поручая последним однообразную работу — выполнение наборов однотипных операций. В этом плане, наиболее перспективными представляются гибридные модели, сочетающие в себе достоинства АВМ и ЭВМ [7, 27]. В такой модели система конечно-разностных уравнений, аппроксимирующих моделируемый процесс, решается на АВМ, а ЭВМ выполняет функции управления решением: ввод и вывод информации, расчет элементов аналоговой сетки, обработка промежуточных результатов и т. п. При прямом подходе к решению обратных задач ЭВМ обычно выполняет лишь вспомогательные вычислительные функции *.

Однако, как мы видели, использование аналоговой и цифровой вычислительной техники является лишь необходимым, но никак не достаточным условием эффективного решения обратной задачи: корректность ее постановки и надежность расчетных параметров решающим образом зависят от субъективного фактора — квалификации исследователя. И несмотря на то, что часть его оценок может быть заранее введена в решающий алгоритм (с таким субъективным программированием мы столкнулись при оценке весовых коэффициентов в § 3), многие решения приходится принимать в процессе идентификации, причем нередко — на интуитивном уровне. С этих позиций, решение обратной задачи, как бы ни было оно автоматизировано, всегда остается своего рода искусством, которое под силу лишь специалисту, хорошо владеющему как

---

* Сказанное, конечно, не исключает возможности решения обратной задачи только с помощью ЭВМ.

методами аналогового и математического моделирования, так и методами гидрогеологического анализа. Тем самым, мы хотели бы подчеркнуть, что гидрогеолог,занятый идентификацией водоносной системы, обязательно должен иметь хорошее представление об используемом численном или аналоговом методе *, хотя бы для того, чтобы наилучшим образом распорядиться имеющейся информацией, без тщательного учета которой, как уже неоднократно отмечено, немыслимо эффективное решение обратной задачи.

В специальной литературе по обратным задачам в настоящее время основное внимание уделяется методическим (формально-математическим) аспектам способов целенаправленного поиска: в этом направлении плодотворно работает ряд специалистов — преимущественно математического профиля. Соответственно, появляется все больше работ, в которых делаются весьма обнадеживающие выводы о возможностях и точности решения обратных задач. К сожалению, основой для этих выводов чаще всего служит сопоставительный анализ параметров, принятых при прогонке прямой задачи для некоторого априорно заданного объекта, а также параметров, полученных при решении соответствующей обратной задачи. Между тем, в такого рода методических исследованиях искусственно устраняется основной фактор некорректности обратных задач — существующее несоответствие расчетной модели реальной водоносной системе (§ 1, гл. 10). Поэтому подобное идеализированное рассмотрение дает мало оснований для суждений о практической надежности исследуемых методов — с точки зрения конечного результата. Более того, может оказаться, что калибрационный метод, дающий почти точные расчетные параметры в упомянутой идеализированной постановке, приведет к совершенно неудовлетворительным или физически нереальным результатам, как только в рассматриваемой задаче будет введена имитация погрешности входных данных [22].

В этой связи полезно еще раз подчеркнуть, что решающее значение для корректности постановки и точности решения обратных задач на практике обычно имеют не метрологические ошибки и не дефекты формально-математического аппарата (принятого метода прогонки прямой задачи), а погрешности, обусловленные физическим несоответствием модели и реального объекта. Главными из них являются погрешности самого дифференциального уравнения (небаланс— см. 10.25) и краевых условий **, а также погрешности интерполяции напоров. Поскольку эти погрешности, практически неотделимые от погрешностей параметров, и определяются их характером, площадным распределением и плотностью исходной информации, то для каждого объекта идентификации и соответствующей калибрационной модели существует, очевидно, некая оптимальная, с точки зрения задач калибрации, сеть наблюдательных точек и точек опробования (при фиксированных затратах на наблюдательную сеть и опробование).

За этим выводом пока, как будто, не видно ощутимой практической пользы, так как построение оптимальной системы наблюдений и опробования требует достаточно ясных представлений о фильтрационных параметрах, которые как раз и вырабатываются в результате решения обратной задачи. Однако положение принципиально изменится, если мы попытаемся сделать связь «исходная информация — расчетные параметры» не односторонней, а взаимной. Для этого необходимо, очевидно, строить калибрационный процесс в несколько этапов,

---

* Обратное пожелание о специалисте математического профиля, занятом проблемой идентификации конкретного водоносного пласта, также справедливо, но мало осуществимо на практике.

** Имеются в виду как тип уравнения и краевых условий, так и заданные коэффициенты или поверхности их разрывов.

постепенно развивая наблюдательную сеть или проводя дополнительное опробование пласта с учетом текущих требований калибрации. Иначе говоря, решение обратной задачи должно проводиться по идее «самообучающегося» эксперимента, с осуществлением калибрационного процесса на «самообучающейся» модели.

Общая схема решения обратной задачи в этом случае может быть представлена следующим образом: 1) строится модель изучаемой области с учетом всей информации, накопленной к моменту начала эксперимента (или опытно-эксплуатационного водоотбора); заметим, что на первом этапе может представляться разумным моделирование не всей области, а лишь той ее части, которая будет охвачена влиянием первоочередного водоотбора; 2) на модели проводится прогнозный расчет первого этапа водоотбора; 3) назначается некоторая исходная система наблюдений в пределах зоны влияния первоочередного водоотбора — с учетом производственных требований, а также общих представлений о характере фильтрации, полученных при модельном прогнозе; 4) результаты наблюдений за работой водозабора на первом этапе используются для решения обратной задачи и исходная модель соответственно корректируется; 5) намечается ряд возможных вариантов системы наблюдений на следующий этап работы водозабора и проводится их оценка на модели; при этом широко используется анализ чувствительности * (§ 3, гл. 10), который позволяет выявить участки, вызывающие максимальные погрешности модели, т. е. участки, требующие дополнительной информации в первую очередь; в конечном итоге из всех рассмотренных вариантов выбирается оптимальный; 6) полученные результаты наблюдений во втором этапе используются для решения новой обратной задачи и т. д.

Основы теории самообучающегося эксперимента в настоящее время интенсивно разрабатываются [1,16]. Однако применение этой теории в практике гидрогеологических работ потребует еще проведения широкого круга специальных исследований, что обусловлено как высокой сложностью изучаемых систем, так и почти полным отсутствием опыта подобных исследований. В качестве первых примеров сошлемся на работы [13,21]. В частности, в работе [13] в целях идентификации нефтяных пластов посредством коэффициентов влияния вида (10.22) рекомендуется использовать итерационный калибрационный процесс (подобно § 3, гл. 10). Каждая последующая итерация (корректировка модели) осуществляется с учетом новой информации, накопленной в результате наблюдений после предшествующей итерации.

В работе [21] для построения оптимальной системы наблюдений по бассейну Туксон (США) было рекомендовано применение статистической теории принятия решений [1]. При этом в основу анализа были положены погрешности уровней подземных вод, обусловленные статистически возможными ошибками входных данных; с другой стороны, статистически оценивались возможности снижения этих погрешностей дополнительными наблюдениями или опытно-фильтрационными работами. Результаты такого анализа, проведенного с помощью постоянно действующей аналоговой модели региона, позволили: 1) выявить круг тех входных данных, которые наиболее сильно влияют на возможные погрешности **; 2) наметить участки, где уточнение входных данных представляется

---

* При статистических оценках с понятием чувствительность связано понятие корреляции: чувствительность может отождествляться с коэффициентом линейной регрессии.

** В рассматриваемом примере максимальные погрешности были связаны с ошибками проводимости.

необходимым в первую очередь; 3) рекомендовать проведение дополнительных наблюдений и опытных работ на этих участках.

Итак, для улучшения планирования системы наблюдений целесообразно использовать две взаимодействующие модели — калибрационную и прогнозную. Калибрационная модель поэтапно подстраивается под объект по мере накопления новой информации (заметим, вместе с тем, что расчетная модель должна быть достаточно консервативной, чтобы в ней на каждом этапе находили свое отражение как новые, так и старые данные). Такие постоянно действующие модели объекта могут рассматриваться как основные элементы АСУ режимом подземных вод при строительстве и эксплуатации водозаборных сооружений.

В заключение полезно подчеркнуть, что сложности освоения и реализации изложенных в данной главе методов оценки пространственной изменчивости водоносных систем не могут считаться серьезным основанием для отказа от этих методов: с их помощью обычно получаются наиболее достоверные сведения о свойствах водоносных пластов и, следовательно, достигается максимальный экономический эффект при эксплуатации водозаборного комплекса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К настоящему времени теория и методика интерпретации опытно-фильтрационных работ (ОФР) представляет собой один из важнейших разделов инженерной гидрогеологии и требует в связи с этим проведения дальнейших специальных исследований, ориентированных на повышение эффективности ОФР. Естественно, что исследования такого рода должны опираться не только на теоретические и методические проработки, но и на более внимательное изучение физики фильтрационных процессов, а также на анализ качественно поставленных полевых экспериментов и наблюдений. В связи с этим хотелось бы прежде всего подчеркнуть *экспериментальный характер* ОФР, требующий внимательного исследовательского подхода к проведению *каждого* опыта, с обоснованием хода процесса и факторов, обусловливающих его. Поэтому весьма опасной является попытка сгладить данные ОФР путем их статистической обработки, так как при этом может затушевываться физическая картина процесса. Чрезвычайно важно, чтобы анализ материалов ОФР осуществлялся в возможно большей мере непосредственно во время их проведения, поскольку такой порядок открывает возможности для целенаправленной корректировки опыта, позволяющей существенно увеличить его информативность. Разумеется для этого необходимо резкое повышение квалификации гидрогеологов, занимающихся проведением таких работ, и именно от успехов на данном направлении будет зависеть, прежде всего, дальнейший рост эффективности ОФР.

Для последующего более глубокого анализа получаемой таким образом информации с привлечением максимально широкого круга заинтересованных специалистов,— целесообразно подумать об организации централизованного «банка данных ОФР», т. е. результатов качественно выполненных ОФР, зафиксированных в виде специальным образом оформленной документации. Это позволит, очевидно, наиболее эффективно обобщить полученные данные для решения ряда важнейших задач, и в частности — для обоснования целесообразных объемов ОФР или для объективного сопоставления по эффективности различных видов ОФР между собой. Тем самым будут заложены основы проектирования комплексных работ по определению фильтрационных параметров, рационально (по объемам и затратам) сочетающих различные виды опробований и наблюдений, т. е. будет найден объективных подход к важнейшей проблеме, решаемой до сего времени на чисто интуитивном уровне. Теоретическую базу для решения этой проблемы также еще предстоит разработать. Соответствующие исследования должны базироваться на обобщении геологических (главным образом, структурно-литологических) представлений о пространственном распределении геофильтрационных параметров, а также на развитии методов решения обратных задач геофильтрации, в том числе с привлечением принципов теории самообучающегося эксперимента. Последнее из упомянутых направлений исследований

должно, очевидно, характеризоваться наиболее тесным сочетанием достаточно глубоких теоретических работ с полевыми изысканиями на конкретных типовых объектах, проектируемых через посредство «самообучающейся» математической модели. Это, пожалуй, одна из интереснейших проблем современной прикладной гидрогеологии, решение которой потребует от специалистов глубоких знаний как в области качественного гидрогеологического анализа (схематизации) природных условий, так и в сфере математических методов исследования геофильтрационных задач. Думается, что данная проблема удовлетворит интересы и теоретика, и практика и, более того, еще раз подтвердит необходимость слияния этих двух, в общем-то абстрактных категорий в одном специалисте — гидрогеологе.

Намечая основные пути повышения эффективности ОФР, нельзя не упомянуть также о необходимости увеличения точности и информативности ОФР посредством качественного улучшения их технологической основы, в том числе повышения качества бурения и оборудования опытных скважин (с особым упором на использование методов бурения, обеспечивающих чистоту скважин), широкого внедрения относительно новых контрольно-измерительных устройств (уровнемеры, дебитомеры, геофизическая и гидрогеофизическая аппаратура, малоинерционные пьезометры). Это положение направлено не только на обеспечение большей обоснованности получаемых результатов, но должно также служить повышению общей культуры ведения ОФР, что имеет принципиальное значение для перспектив развития этого важнейшего направления прикладной гидрогеологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 1

1. *Антонов В. В.* Исследование и разработка методов определения гидрогеологических параметров неоднородных водоносных горизонтов. [Автореф. канд. дис.]. Л., 1975. 24 с.

2. *Басов М. С., Кузьмичев Д. П.* Зависимость сжимаемости горной породы от характера нагружения. «Нефтяное хозяйство». 1968, № 7, с. 24—29.

3. *Бецинский П. А.* Новый метод определения водоотдачи водоносных пластов. «Гидротехника и мелиорация», София, 1960, № 6, с. 13—22.

4. *Бондаренко П. Ф.* Физика движения подземных вод. Л., Гидрометеоиздат, 1973. 215 с.

5. *Боревский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С.* Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. М., «Недра», 1973. 304 с.

6. *Бэр Я., Заславский Д., Ирмей С.* Физико-механические основы фильтрации воды. М., «Мир», 1971. 451 с.

7. *Добрынин В. М.* Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М., «Недра», 1970. 236 с.

8. *Живова Б. М.* Некоторые результаты опытного определения водоотдачи грунта. «Научные записки Моск. ин-та водного хоз-ва», 1957, т. 19, с. 134—143.

9. *Зауэрбрей И. И.* К вопросу о коэффициенте фильтрации грунтов и методике его исследования. Изв. ВНИИГидротехники, вып. 3, 1931, с. 115—145; вып. 5, 1932, с. 173—205

10. *Казанский А. Б.* Теория фильтрационной диффузии и приложение ее к задачам гидрологии и гидрогеологии. М., «Наука», 1973. 136 с.

11. *Коллинз Р.* Течение жидкостей через пористые материалы. М., «Мир», 1964. 350 с.

12. *Коляда М. Н., Фаренгольц З. Д.* Характеристика коэффициентов водопроводимости и пьезопроводности основных водоносных горизонтов европейской части СССР. Экспресс-информация ВИЭМС, гидрогеол. и инж. геология, 1967, вып. 31. 11 с.

13. *Котов И. Г., Мироненко В. А., Сердюков Л. И.* О влиянии жесткости слоев, перекрывающих водоносный горизонт, на закономерности упругого режима фильтрации. «Журнал прикладной механики и технической физики», 1971, № 2, с. 172—176.

14. *Кристеа Н.* Подземная гидравлика, т. I, Гостоптехиздат, 1961. 343 с.

15. *Кульчицкий Л. И.* Роль воды в формировании свойств глинистых пород. М., «Недра», 1975. 210 с.

16. *Марков Е. С.* Динамика водоотдачи при неустановившемся движении грунтовых вод. «Доклады ВАСХНИЛ», 1947, вып. 4, с. 44—48.

17. *Маскет М.* Течение однородных жидкостей в пористой среде. М., Гостоптехиздат, 1949. 627 с.

18. *Методическое* руководство по гидрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям для мелиоративного строительства. Вып. 3. М., Минмелиоводхоз, 1972. 132 с.

19. *Милихикер Ш. Г.* Функции распределения водопроницаемости аллювиальных песков. — В кн.: Материалы к научно-технич. конференции по изысканиям. М., ПНИИИС, 1967, с. 22—32.

20. *Милихикер Ш. Г.* Изучение водопроницаемости горных пород и некоторые вопросы гидрогеологических исследований для гидротехнического строительства. (Автореф. канд. дисс.]. М., 1969. 27 с.

21. *Минский Е. М.* Статистическое обоснование уравнений фильтрационного движения. Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 2, с. 255—258.

22. *Мироненко В. А., Сердюков Л. И.* Об учете сжимаемости пород при откачках из напорных водоносных горизонтов. «Разведка и охрана недр», 1971, № 11, с. 51—55.

23. *Мироненко В. А., Шестаков В. М.* Основы гидрогеомеханики. М., «Недра», 1974. 295 с.

24. *Моркос Н. З.* Экспериментальное изучение динамики водоотдачи. «Вестник МГУ, геология», 1970, № 3, с. 96—101.

25. *Нерпин С. В., Чудновский А. Ф.* Физика почвы. М., «Наука», 1967, 583 с.

26. *Механика* насыщенных пористых сред. М., «Недра», 1970. 335 с. Авт.: В. Н. Николаевский, К. С. Басниев, А. Т. Горбунов, Г. А. Зотов.

27. *Носова О. Н.* Расчет водоотдачи песчаных грунтов. М.—Л., Госэнергоиздат, 1962. 116 с.

28. *Павилонский В. М.* К вопросу о начальном градиенте напора в глинистых грунтах. Тр. ин-та ВОДГЕО, 1968, вып. 19, с. 78—85.

29. *Павловский Н. Н.* Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями. Собр. соч. т. II, АН СССР, М.—Л., 1956, с. 3—352.

30. *Рац М. В.* Неоднородность горных пород и их физических свойств. М., «Наука», 1968. 107 с.

31. *Рац М. В.* Структурные модели в инженерной геологии. М., «Недра», 1973. 216 с.

32. *Ромм Е. С.* Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. М., «Недра», 1966. 283 с.

33. *Чайлдс Э.* Физические основы гидрологии почв. Л., Гидрометеоиздат, 1973. 427 с.

34. *Чернышев С. Н.* Ориентировка трещин в трапах (по материалам изысканий для Усть-Илимской ГЭС). [Автореф. докл.]. Бюлл. МОИП, отд. геол. 1963, № 5. 145 с.

35. *Шейдеггер А.* Физика течения через пористые среды (пер. с англ.), М., Гостоптехиздат, 1960. 249 с.

36. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод, МГУ, 1973. 334 с.

37. *Щелкачев В. Н.* Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М., Гостоптехиздат, 1959. 467 с.

38. *Ярцев М. А.* Методика расчета водозаборов в зоне выветривания трещиноватых горных пород. Зап. ЛГИ, 1971, т. LXII, вып. 2, с. 51—58.

39. *Язвин Л. С.* Подход к определению количества скважин для характеристики фильтрационных свойств пород. — В кн.: Прогноз водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах. М., 1972, с. 68—71.

40. *Язвин Л. С.* Достоверность гидрогеологических прогнозов при оценке эксплуатационных запасов подземных вод. М., 1972. 150 с. (ВСЕГИНГЕО).

41. *Arbhabhirana A., Ahmed Z. U.* Approximate Solution for Non steady Column. Water Resources Research, v. 9, N 2, 1973, p. 401—407.

42. *Bear J.* Dinamics of Fluids in Porous Media. 1972. 764 p.

43. *Beims U., Luckner L.* Grundlagen der Ermittlung representativen Durchlässigkeit — parameter mit Hilfe statischer Verfahren. Zeitschrift für angewandte Geologie, H. 7, 1974, s. 304—319.

44. *Beyer W., Schweiger K.—H.* Zur Bestimmung des entwässerbaren Porenanteils des Grundwasserleiter. Wasserwirtschaft — technik, N 2, 1969, s. 57—60.

45. *Boulton N. S.* The analisis of data from nonequilibrum pumping test allowing for delayed yield from storage. Proc. Inst. Civil Engrs, vol. 26, Nov., 1963, p. 469—482.

46. *Busch K.—F., Luckrer L.* Geohydraulik. Leipzig, 1972, 442 s.

47. *Cooley R. L., Case C. M.* Effect of a water table aquitard on drawdown in an underlying pumped aquifer. Water Resources Research, vol. 9, N 2, 1973, p. 434—447.

48. *Davis N. S., Turk L. J.* Optimum depth of wells in crystalline rocks. Ground water, N 2, 1964, p. 6—11.

49. *Engelund F.* On the laminar and turbulent flow of ground waters through homogenous sand. Trans. Danish Acad. Techn. Sci. N 3, 1953, p. 3—105.

50. *Freeze R. A.* Stochastic — conceptual Analysis of One — Dimensional Groundwater Flow in Nonuniform Homogeneous Media. Water Resources Research, vol. 11, 1975, N 6, p. 725—741.

51. *Geertsmaa J.* Land Subsidense Above Compacting Oil and Gas Reservoirs. Journal of Petroleum Technology, 1973, June, p. 734—744.

52. *Kożerski B.* Zależnośc miedzy wspolczynnikami: odszczalnosci, porowatosci efectiwnej porowatosti i filtracji. Biuletin Geologiczny. t. 14, 1972, s. 115—182.

53. *Kordas B., Kaminski B.* Empiryczne wsory na okréslanie wspolczynnika filtracji w swietle badan laboratoryjnych. Gespodarka wodna, N 10, 1968, c. 373—377.
54. *Krumbein W. C., Monk G. D.* Permeability as a Function of the Size Parameters of Uncosolidated Sand. Trans. Amer. Inst. Mining Engrs, vol. 151, 1943, p. 153—163.
55. *Mitchell J. K., Jounger J. S.* Abnormalites in Hydraulic Flow through Fine — Grained Soils. «Permeability and capillarity of soils», ASTM, 1967, p. 106—139.
56. *Vachaud G.* Contribution a l'etude des problemes d'ecoulement en milieux poreux non satures. Theses Doct. sci. phys. Univ. Grenoble, 1968, 163 p.
57. *Ward J. C.* Turbulent flow in porous media. Journal of Hydraulic Division, vol. 90, 1964, N 5, p. 1—12.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 2

1. *Аравин В. И., Нумеров С. Н.* Теория движения жидкостей и газов в недеформированной пористой среде. М.—Л., Гостехиздат, 1953. 616 с.

2. *Афанасьев Е. Ф., Николаевский В. Н., Сафран В. М.* О нелокальном влиянии горного давления на режим фильтрации. Тр. МИНХиГП, 1976, № 116, с. 40—51.

3. *Баренблатт Г. И., Ентов В. М., Рыжик В. М.* Теория нестационарной фильтрации жидкости и газа. М., «Недра», 1972. 288 с.

4. *Баренблатт Г. И., Крылов А. П.* Об упруго-пластическом режиме фильтрации». «Изв. АН СССР, ОТН», 1955, № 2, с. 5—13.

5. *Бондарик Г. К.* Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М., «Недра», 1971. 272 с.

6. *Бочевер Ф. М.* Теория и практические методы расчетов эксплуатационных запасов подземных вод. М., «Недра», 1968. 325 с.

7. *Бузинов С. Н., Умрихин И. Д.* Исследование пластов и скважин при упругом режиме фильтрации. М., «Недра», 1964. 272 с.

8. *Бурсиан В. Р.* Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л., Недра, 1972. 367 с.

9. *Бэр Я., Заславский Д., Ирмей С.* Физико-механические основы фильтрации воды. М., «Мир», 1971. 451 с.

10. *Влияние* свойств горных пород на движение в них жидкостей. Авт.: А. Ф. Богомолова, А. Бан, В. А. Максимов и др. М., Гостоптехиздат, 1962. 274 с.

11. *Деч Г.* Руководство к практическому применению преобразования Лапласа. М., «Наука», 1971. 288 с.

12. *Диткин В. А., Прудников А. П.* Справочник по операционному исчислению. М., «Высшая школа», 1965. 466 с.

13. *Жернов И. Е., Шестаков В. М.* Моделирование фильтрации подземных вод. М., Недра, 1971. 224 с.

14. *Коллинз Р.* Течение жидкостей через пористые материалы. М., «Мир», 1964. 350 с.

15. *Котов И. Г., Мироненко В. А., Сердюков Л. И.* О влиянии жесткости слоев, перекрывающих водоносный горизонт, на закономерности упругого режима фильтрации. «Журн. прикл. мех. и техн. физики», 1971, № 2, с. 172—176.

16. *Лекнер Л., Шестаков В. М.* Моделирование геофильтрации. М., «Недра», 1976. 407 с.

17. *Лыков А. В.* Теория теплопроводности. М., «Высшая школа», 1967. 599 с.

18. *Марголин А. М.* Характеристика изменчивости залежей нефти и газа и оценка погрешностей результатов их разведки. — В кн.: Оценка точности определения параметров залежей нефти и газа. М., 1965, с. 178—190.

19. *Механика* насыщенных пористых сред. Авт.: В. Н. Николаевский, К. С. Басниев, А. Т. Горбунов, Г. А. Зотов. М., «Недра», 1970. 320 с.

20. *Мироненко В. А.* Приближенный метод решения задач неустановившейся фильтрации. «Геология и разведка», 1972, № 11, с. 72—79.

21. *Мироненко В. А., Шестаков В. М.* Основы гидрогеомеханики. М., «Недра», 1974. 295 с.

22. *Основы* гидрогеологических расчетов. Изд. 2-е, М., «Недра», 1969. 367 с. Авт.: Ф. М. Бочевер, И. В. Гармонов, А. В. Лебедев, В. М. Шестаков.

23. *Полубаринова-Кочина П. Я.* Теория движения грунтовых вод. Изд. 2-е. М., «Недра», 1977. 664 с.

24. *Ромм Е. С.* Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. М., «Недра», 1966. 283 с.

25. *Рыжик И. М., Градштейн И. С.* Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. М.—Л., Гостеоретиздат, 1951. 464 с.

26. *Тихонов А. Н., Самарский А. А.* Уравнения математической физики. «Наука», 1966. 659 с.

27. *Хантуш М. С.* Неустановившийся приток подземных вод к скважине, несовершенной по степени вскрытия. — В кн.: Вопросы гидрогеологических расчетов. М., 1965, с. 61—84.

28. *Швидлер М. М.* Фильтрационные течения в неоднородных средах. М., Гостоптехиздат, 1963. 136 с.

29. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. Изд-во МГУ, 1973. 327 с.

30. *Brown C. B., Burges S. J.* Steady State Ground Motions Caused by Single — well Pumping. Water Resources Research, v. 9, 1973, N 5, p. 1420—1427.

31. *Cooley R. L., Case C. M.* Effect of a Water Table Aquitara on Drawdown in an Underlying Pumped Aquifer. Water Resources Research, v. 9, 1973, N 1, p. 434—447.

32. *Hantush M. S.* Hydraulics of Wells. «Advances in Hydroscience», л. 1, 1964, p. 201—291.

33. *Wilson C. R., Witherspoon P. Q.* Steady State Flow in Rigid Networks of Fractures. Water Resources Research, v. 10, 1974, N 2, p. 328—335.

34. *Wolff R. G.* Relationship between Horisontal Strain near a Well and Reverse Water Level Fluctuation. Water Resources Research, v. 6, 1970, N 6, p. 1721—1728.

35. *Wolff R. G.* Field and Laboratory Determination of the Hydranlic Diffusivity of a Coupling Bed. Water Resources Research, v. 6, 1970, N 1, p. 194—204.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 3

1. *Алексеев В. С., Курманенко А. Д.* Опыт определения коэффициента водопроводимости пластов по данным экспресс-налива в скважины. Экспресс-информация ВИЭМС, гидрогеол. и инж. геология, вып. 9, 1973, с. 1—10.

2. *Бабушкин В. Д., Плотников И. И., Чуйко В. М.* Методы изучения фильтрационных свойств неоднородных пород. М., Недра, 1974. 208 с.

3. *Барон В. А.* Определение гидрогеологических параметров по данным опытных откачек с учетом несовершенства гидравлической связи. — В сб.: Экспресс-информация Минмелиоводхоза, М., 1969, с. 21—30.

4. *Боревский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С.* Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. «Недра», М., 1973. 304 с.

5. *Бузинов С. Н., Умрихин И. Д.* Гидродинамические методы исследования скважин и пластов. М., «Недра», 1973. 246 с.

6. *Гаврилко В. М., Алексеев В. С.* Фильтры буровых скважин. «Недра», 1976. 345 с.

7. *Инструкция* и методические указания по определению коэффициента фильтрации водоносных пород методом опытных откачек из скважин. М., «Энергия», 1967. 187 с.

8. *Кульпин Л. Г., Мясников Ю. А.* Гидродинамические методы исследования нефтегазоносных пластов. М., «Недра», 1974. 200 с.

9. *Куренков О. В.* Определение фильтрационных параметров пласта по наблюдениям за микроколебаниями уровня в скважинах. [Автореф. канд. дисс.]. М., 1975. 26 с.

10. *Мироненко В. А., Сердюков Л. И., Язвин Л. С.* Изучение показателей гидрогеомеханических свойств горных пород опытными откачками. Тез. докл. Всесоюзного научно-технического совещ. по проблемам гидрогеомеханики, М., Изд. НТО Горное, 1974, с. 143—149.

11. *Мироненко В. А., Шестаков В. М., Язвин Л. С.* О постановке опытных откачек. «Разведка и охрана недр», № 5, 1974, с. 35—40.

12. *Требования* к гидрогеологическим исследованиям на месторождениях, осваиваемых открытым способом. Изд. ВНИМИ, Л., 1970. 133 с.

13. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. МГУ, 1973. 327 с.

14. *Во А.* Kontrollerad grundvattensankung for bestamming av forkonsolideringstrycket i djupa lerlager. Vag — och vattenbyggaren, 1973, 6, p. 616—618.

15. *Reeves M., Skinner A., Wilkinson W.* The Relevance of Aquifer-Flow Mechanics to Exploration and Development of Groundwater Resources. Journal of Hydrology, v. 25, 1975, N 1/2, p. 1—23.

16. *Shortcuts* and Special Problems in Aquifer Tests. Geol. Survey Water — Supply Paper 1545-C, 1963, 117 p.
17. *Stallman R. W.* Aquifer — test design, observation and data analysis. Wash, 1971. 26 p.
18. *Wolff R. G.* Field and Laboratory Determination of the Hydraulic Diffusivity of a Conpling Bed. Water Resources Research, v. 6, 1970, N 1, p. 194—203.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 4

1. *Адигамов З. Б., Адигамов М. Г.* Влияние остановки галереи скважин на перераспределение давления в двухслойном пласте. «Нефть и газ», 1970, № 6, с. 37—41.
2. *Альтшулер Л. М.* Аналитическое определение температурного поля трубы в полубесконечном массиве «Тепло и массоперенос», т. V, Минск, Изд-во АН БССР, с. 5—13.
3. *Бабушкин В. Д., Плотников И. И., Чуйко В. М.* Методы изучения фильтрационных свойств неоднородных пород. «Недра», М., 1974. 206 с.
4. *Баренблатт Г. И., Желтов Ю. П., Кочина И. П.* Об основных представлениях теории фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых породах. «Прикладная математика и механика. «Изв. АН СССР. Новая серия», т. XXIV, вып. 5, 1960, с. 852—864.
5. *Баренблатт Г. И., Крылов А. П.* Об упруго-пластическом режиме фильтрации. «Изв. АН СССР, ОТН», 1955, № 2, с. 5—13.
6. *Боревский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С.* Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек». М., «Недра», 1973. 303 с.
7. *Бочевер Ф. М.* Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод. М., «Недра», 1968. 324 с.
8. *Бочевер Ф. М., Лапшин Н. Н.* К вопросу о гидрогеологических расчетах водозаборных скважин в слоистых толщах. Тр. ВНИИВОДГЕО, 1969, вып. 22, с. 26—35.
9. *Влияние* свойств горных пород на движение в них жидкостей. Авт.: А. Бан., А. Ф. Богомолова, В. А. Максимов и др. М., Гостоптехиздат, 1962. 275 с.
10. *Гохберг Л. К., Лапшин И. Н.* Применение численных методов обращения преобразований Фурье и Лапласа для решения гидрогеологических задач. Тр. ВСЕГИНГЕО, 1971, вып. 45, с. 71—88.
11. *Гылыбов М. М.* Действие скважин с непрерывно меняющимся дебитом. Вест. Болг. геол. об-ва, т. XXXV, № 3, 1974, с. 326—333.
12. *Диткин В. А., Прудников А. П.* Справочник по операционному исчислению. М., «Высшая школа», 1965. 466 с.
13. *Иванов А. В.* Методы оценки эксплуатационных запасов подземных вод в малых артезианских бассейнах. — В кн.: Обзор, серия VIII. Гидрогеология и инж. геология, М., 1974. 50 с.
14. *Каменецкий С. Г., Кузьмин В. М., Степанов В. П.* Нефтепромысловое исследование пластов. М., «Недра», 1974. 222 с.
15. *Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М., «Наука», 1964. 487 с.
16. *Мироненко В. А., Сердюков Л. И.* О влиянии жесткости слоев, перекрывающих водоносный горизонт, на закономерности упругого режима фильтрации. «Журнал прикл. мех. и техн. физики», 1971, № 2, с. 172—176.
17. *Максимов В. А.* О неустановившемся притоке упругой жидкости к скважинам в неоднородной среде. «ПМТФ», № 3, 1962, с. 109—112.
18. *Мироненко В. А., Сердюков Л. И.* Применение метода интегральных соотношений при анализе результатов опытных откачек в слоистых толщах. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1969, № 11, с. 86—93.
19. *Мироненко В. А., Сердюков Л. И.* Об учете сжимаемости пород при откачках из напорных водоносных пластов. «Разведка и охрана недр», 1971, № 11, с. 51—55.
20. *Мироненко В. А., Сердюков Л. И., Стрельский Ф. П.* О влиянии неоднородности на результаты определения фильтрационных параметров при опытных откачках. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1974, № 9, с. 114—122.
21. *Насрулаев И. А.* Движение упругой жидкости в неоднородном пласте «Азерб. нефт. хозяйство», № 9 (447), 1963, с. 25—27.
22. *Нумеров С. Н., Барсегян Р.* Об оценке основных допущений методики расчета фильтрации в гидравлически связанных пластах, «Изв. ВНИИГ», Л., т. 78, 1965, с. 242—254.

23. *Пашковский И. С., Кухтина В. Д.* Особенности определения гидрогеологических параметров в неоднородных водоносных горизонтах. Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 58, 1972, с. 105—112.

24. *Самсонов Б. Г., Зильберштейн Б. М., Бурдакова О. Л.* Определение гидрогеологических параметров при эффективной неоднородности водоносного горизонта. «Экспресс-инф., сер. Гидрогеол. и инж. геол.» М., Изд-во ВИЭМС, 1972, № 4, с. 1—14.

25. *Тихонов А. Н., Самарский А. А.* Уравнения математической физики. М., «Наука», 1966. 659 с.

26. *Чекалюк Э. Б.* Основы пьезометрии залежей нефти и газа. «Гостехиздат УССР» Киев, 1961. 286 с.

27. *Шестаков В. М.* Об определении гидрогеологических параметров пласта по данным опытных откачек в условиях неустановившейся фильтрации. «Разведка и охрана недр», № 12, 1962, с. 35—42.

28. *Шестаков В. М.* Формирование фильтрационного потока при откачке вблизи экранированного водоема. Темат. сб. ВСЕГИНГЕО (ротапринт), вып. 17, 1969, с. 47—55.

29. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. Изд-во МГУ, 1973. 327 с.

30. *Щелкачев В. Н.* Применение операционных методов к решению задачи о движении упругой жидкости в упругом пласте. ДАН СССР, т. 79, № 5, 1951, с. 577—580.

31. *Щелкачев В. Н.* Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. Гостоптехиздат, М., 1959. 467 с.

32. *Gambolatti G.* Second-Order Theory of Flow in Three — Dimensional Deforming Media. Water Res. Res. v. 10, 1974, N 10, p. 1217—1229.

33. *Hantush M. S.* Hydraulics of Wells. «Advances in Hydroscience». v. 1, 1964, p. 201—291.

34. *Herrera J.* Integrodifferential Equiations for Sistems of Leaky Aquifers. Water Resources Research, v. 10, 1974, N 4, p. 811—820.

35. *Papadopulos I. S.* Nonsteady Flow to Multiaquifer Wells. Journal of Geoph. Research, v. 71, 1966, N 20, p. 4791—4797.

36. *Papadopulos I. S., Cooper H. H.* Drawdown in a Well of Large Diameter. Water Resources Research. v. 3, 1967, N 1, p. 241—244.

37. *Streltsova T. D.* Hydrodynamies of Groundwater Flow in a Fractured Formation. Water Resources Research», v. 12, 1976, N 3, p. 405—414.

38. *Theis Ch.* The Relation between the Lowering on the Piezometric Surface. «Trans. Amer. Geoph. Union.», v. 16, 1935, p. 519—522.

39. *Verruijt A.* Elastic Storage in Aquifers. In «Flow through porous media» (editor by R. de Wiest), 1969, pp. 331—376.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 5

1. *Антонов В. В.* Исследование и разработка методов определения гидрогеологических параметров неоднородных водоносных горизонтов. [Автореф. канд. дисс.]. Л., 1975. 24 с.

2. *Бабушкин В. Д., Плотников И. И., Чуйко В. М.* Методы изучения фильтрационных свойств неоднородных пород. М., «Недра», 1974. 208 с.

3. *Боревский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С.* Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. М., «Недра», 1973. с. 304.

4. *Боревский Б. В., Хордикайнен М. А., Язвин Л. С.* Разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений подземных вод в трещинно-карстовых пластах.М., «Недра», 1976. 247 с.

5. *Боревский Б. В., Яввин Л. С.* К методике определения гидрогеологических параметров в неоднородных в плане пластах. Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 32, 1970. с. 51—57.

6. *Бузинов С. Н., Умрихин И. Д.* Гидродинамические методы исследований скважин и пластов. М., «Недра», 1973. 246 с.

7. *Влияние* свойств горных пород на движение в них жидкости. М., Гостоптехиздат, 1962. 275 с. Авт.: А. Бан, А. Ф. Богомолова, В. А. Максимов и др.

8. *Гидрогеологические* исследования в горном деле. Под ред. В. А. Мироненко. М., «Недра», 1976. 351 с.

9. *Ефремов Д. И.* К вопросу оценки фильтрационных параметров слоистых толщ в сложных гидрогеологических условиях. — В кн.: «Подземный сток и методы его исследований». М., 1972. с. 115—125.

10. *Изучение* взаимосвязи водоносных горизонтов с целью обоснования пригодности коллекторов для захоронения промстоков. «Тр. ВСЕГИНГЕО», М., 1969, вып. 14, с. 88—102. Авт.: Гольдберг В. М., Гончаров В. С., Попова Р. Н., Свешников Ю. И.

11. *Кульпин Л. Г., Мясников Ю. А.* Гидродинамические методы исследования нефтегазоносных пластов. М., «Недра», 1974. 200 с.

12. *Максимов В. А.* О неустановившемся притоке жидкости к скважинам в неоднородной среде. «ПМТФ», № 3, 1962, с. 109—112.

13. *Мироненко В. А., Сердюков Л. И., Стрельский Ф. П.* О влиянии неоднородности на результаты определения фильтрационных параметров при опытных откачках. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1974, № 9, с. 114—122.

14. *Проектирование* водозаборов подземных вод. Под ред. Ф. М. Бочевера. «Стройиздат», М., 1976. 290 с.

15. *Техника* проведения и методика обработки опытно-фильтрационных работ. М., ВСЕГИНГЕО (ротапринт), 1969. 186 с.

16. *Хантуш М. С.* Анализ данных опытных откачек из скважин в водоносных горизонтах с перетеканием. «Вопросы гидрогеологических расчетов», М., 1964, с. 27—42.

17. *Burns W. A.* New Single — Well Fest for Determining Vertical Permeability. Journal of Potroleum Technology, 1969, N 6, pp. 743—752.

18. *Chow Ven Te.* On the determination of transmissibility and storage coefficients from pumping test data. Trans. Amer. Geoph. Union, v. 33, 1952, N 3, pp. 397—404.

19. *Jacob C. E.* Drawdown test to determine effective radius of artesian well. Gros. Amer. Soc. Civil Eng., v. 72, 1946, N 5, pp. 198—205.

20. *Kruseman G. P., De Ridder N. A.* Analysis and Evalution of Pumping Test Data. Wegeningen, 1970. 200 p.

21. *Newman Sh., Witherspoon P.* Field Determination of the Hydrsulic Properties of Leaky Multiple Aquifer Systems. Water Resources Research, v. 8, 1972, N 5, pp. 1284—1298.

22. *Wolff R. G.* Field and Laboratory Determination fo the Hydraulic. Diffusivity of a Coupling Bed. Water Resources Research, v. 6, 1970, N 1, pp. 194—204.

23. *Wolff R. G., Papadopulos I. S.* Determination of the Hydraulic Diffusivity of a Heterogeneus Confining Bed. Water Resonrces Research, v. 8, 1972, N 4, pp. 1050—1058.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 6

1. *Боревский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С.* Методика определения параметров водоносных пластов по данным опытных откачек. М., «Недра», 1973. 304 с.

2. *Бегматов А.* О понижении уровня грунтовых вод в покровной толще двухслойного пласта. «Механика жидкости и газа», 1967, № 2, с. 188—192.

3. *Бочевер Ф. М., Лапшин Н. Н., Хохлатов Э. М.* Оценка производительности водозаборов подземных вод в речных долинах. «Водные ресурсы», 1978,, № 1, с. 16—28.

4. *Жернов И. Е., Шестаков В. М.* Моделирование фильтрации подземных вод. М., «Недра», 1971. 224 с.

5. *И. Йотов, Х. Ченов.* Методика за определяне хидрогеоложките параметри на водоносните пластове. София, «Техника», 1976. 270 с.

6. *Мироненко В. А., Сердюков Л. И.* Применение метода интегральных соотношений при анализе результатов опытных откачек, проведенных в условиях двухслойной толщи. «Разведка и охрана недр», 1968, № 10, с. 34—38.

7. *Моркос Н. З., Манукьян Д. А.* Методика определения гидрогеологических параметров двухслойной среды по данным опытных работ. «Разведка и охрана недр», 1968, № 10, с. 38—42.

8. *Моркос Н. З., Шестаков В. М.* Методика определения гидрогеологических параметров двухслойного пласта по данным опытных откачек. «Разведка и охрана недр», 1966, № 4, с. 48—52.

9. *Основы* гидрогеологических расчетов. 2-е изд. М., «Недра», 1969. 307 с. Авт.: Ф. М. Бочевер, И. В. Гармонов, А. В. Лебедев, В. М. Шестаков.

10. *Проектирование* водозаборов подземных вод. Под ред. Ф. М. Бочевера. М., Стройиздат, 1976. 290 с.

11. *Стрельцова Т. Д., Шестаков В. М.* Определение гидрогеологических параметров безнапорных пластов по данным откачек из совершенных скважин. В кн.: Тематический сборник ВСЕГИНГЕО, вып. 1, 1967, с. 4—24.

12. *Хохлатов Э. М.* Методы расчета береговых водозаборов в сложных гидрогеологических условиях. [Автореф. канд. дисс.]. М., 1976. 24 с.

13. *Шестаков В. М.* Теоретические основы оценки подпора, водопонижения и дренажа. Изд-во МГУ, 1965. 233 с.

14. *Шестаков В. М.* Построение свободной поверхности стационарного фильтрационного потока при откачке из совершенной скважины. Науч. тр. ТашГУ, мат-лы по гидрогеологии, 1971, вып. 415, с. 39—47.

15. *Boulton N. S.* The drawdown of the watertable under nonsteady conditions neaz a pumped wells in an unconfined formation. Pros. Inst. Civil Engrs, v. 3, pt. 3, 1954, pp. 564—579.

16. *Boulton N. S.* The analysis of data from non — equilibzum pumping test allowing for delayed yield from storage. Pros. Inst. Civil Engrs, v. 26, Nov., 1963, pp. 469—482.

17. *Boulton N. S., Pontin J.* An extended theory of de layed yield from storage applied to pumping tests in uncoufined anisotropic aquifers. Journal of Hydrology, v. 14, N 1, 1971, pp. 53—65 (перевод: экспресс-информация ВИЭМС, серия гидрогеол. и инж. геология, № 5, 1972).

18. *Cooley R. L., Case C. M.* Effect of a water table aquitard on drawdown in an underlying pumped aquifer. Water Resources Research, v. 9, N 2, 1973, pp. 434—447 (перевод: экспресс-информация ВИЭМС, серия гидрогеол. и инж. геология, № 12, 1973, с. 7—25).

19. *Gambolatti G.* Transient Free Surface Flow to a Well. Water Resources Research, v. 12, N 1, 1976, pp. 27—39.

20. *Hantush M. S.* Hydraulic of Wells. «Advances in Hydroscience». v. 1, 1964, pp. 281—432.

21. *Kruseman I. P., De Ridder N. A.* Analysis and evalution of pumping test data. Wageningen, 1970. 200 p.

22. *Neuman Sh.* Theory of Flow in Unconfined — Aquifers Considering Delayed Gravity Response. Water Resources Research, v. 8, N 4, 1972, pp. 1031—1045.

23. *Neuman Sh.* P. Analysis of Pumping Test Data from Anisotropic Unconfined Aquifers. Water Resources Research, v. 11, N 2, 1975, pp. 329—342.

24. *Streltsova T. D.* Unsteady Radial Flow in an Unconfined Aquifer Water Resources Research, v. 8, N 4, 1972.

25. *Streltsova T. D., Rushton K. R.* Water Table Drawdown Due to a Pumped well in an Unconfined Aquifer. Water Resources Research, v. 9, N 1, 1973.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 7

1. *Абрамов С. К., Бабушкин В. Д.* Методы расчета притока воды к буровым скважинам. М., Госстройиздат, 1955. 195 с.

2. *Бабушкин В. Д., Плотников И. И., Чуйко В. М.* Методы изучения фильтрационных свойств неоднородных пород. М., «Недра», 1974, 208 с.

3. *Белякова В. К.* Неустановившийся приток грунтовых вод к скважине. Прикл. матем. и мех., т. 20, вып. 1, 1956, с. 20—76.

4. *Бурсиан В. Р.* Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л., «Недра», 1972. 367 с.

5. *Веригин Н. Н.* Методы определения фильтрационных свойств горных пород. М., Госстройиздат, 1962. 180 с.

6. *Зеегофер Ю. Ю., Шестаков В. М.* Вопросы методики расчета несовершенных скважин. Тр. ТашГУ, вып. 424, 1972, с. 51—62.

7. *Злобина В. А., Шестаков В. М.* Методика опытно-фильтрационных работ для опробования слабопроницаемых слоев. — В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока, М., 1976, с. 168—172.

8. *Маскет М.* Течение однородных жидкостей в пористой среде. М.—Л., Гостоптехиздат, 1948. 628 с.

9. *Николаевский В. Н.* О расчете дополнительного фильтрационного сопротивления скважин несовершенных по степени вскрытия. «Изв. АН СССР, ОТН», № 8, 1957, с. 161—165.

10. *Опытно-фильтрационные* работы. Под ред. В. М. Шестакова и Д. Н. Башкатова. М., «Недра», 1974. 203 с.

11. *Развитие* исследований по теории фильтрации в СССР. М., «Наука», 1969. 545 с.

12. *Хантуш М. С.* Неустановившийся приток подземных вод к скважине несовершенной по степени вскрытия. — В кн.: Вопросы гидрогеологических расчетов. 1964, с. 61—84.

13. *Шестаков В. М.* Неустановившаяся фильтрация при откачке из скважины в неограниченном безнапорном потоке. «Механика жидкостей и газов», 1966, № 3, с. 145—147.

14. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. Изд-во МГУ, 1973. 327 с.

15. *Шестаков В. М., Лехов М. В.* Способ обработки данных кустовых откачек из несовершенных скважин при стабилизированном режиме. Экспресс-информация ВИЭМС, гидрогеол. и инж. геология, № 9, 1975, с. 1—17.

16. *Boulton N.* The drawdown of the water-table under nonsteady conditions near a pumped well in a unconfined formation. «Pros. Inst. Civil Engrs», 1954, N 3, pp. 564—579.

17. *Halepaska J.* Drawdown Distribution around Wells Partially Penetrating Thick Leaky Artesian Aquifers. Water Resources Research, v. 8, 1972, N 5, pp. 1332—1337.

18. *Hantush M. S.* Hydraulic of wells. «Advances in Hydroscience», v. 1, 1964, pp. 281—432.

19. *Hunt W.* Unsteady seepage toward sink beneath free surface. Journal of the Hydraulic Division, N 4, 1970.

20. *Streltsova T. D.* Analysis of Aquifer — Aquitard Flow. Water Resources Res., v. 12, N 3, 1976, pp. 415—422.

21. *Weeks E. R.* Determining the Ratio of Horisontal to Vertical Permeability by Aquifer — Test Analysis. Water Resources Research, v. 5, N 5, 1969, pp. 196—214.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 8

1. *Антонов В. В., Мироненко В. А.* Сравнительный анализ расчетных гидрогеологических параметров, определяемых одиночными и кустовыми откачками. «Разведка и охрана недр», 1975, № 3, с. 45—49.

2. *Барон В. А.* Определение гидрогеологических параметров по данным опытных откачек с учетом несовершенства гидравлической связи. «Экспресс-информация Минмелиоводхоза», сер. 7, вып. 2, 1969, с. 21—30.

3. *Блинов А. Ф., Литвинов А. А.* Промысловые исследования скважин. «Недра», 1964. 235 с.

4. *Боревский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С.* Определение гидрогеологических параметров по данным откачек. М., «Недра», 1973. 320 с.

5. *Бочевер Ф. М.* Теория и практические методы расчетов эксплуатационных запасов подземных вод. М., «Недра», 1968. 325 с.

6. *Бочевер Ф. М., Алексеев В. С.* Оценки сопротивления водозаборных скважин по опытным и эксплуатационным откачкам. «Разведка и охрана недр», 1965, № 3, с. 39—46.

7. *Васильев В. А., Шульгин Д. Ф.* О работе фильтра буровой скважины. Изв. АН СССР, «Механика и машиностроение», № 1, 1961, с. 135—139.

8. *Влияние* свойств горных пород на движение в них жидкостей. М., Гостоптехиздат, 1962. 274 с. Авт. А. Бан, А. Ф. Богомолова, В. А. Максимов и др.

9. *Гаврилко В. М., Алексеев В. С.* Фильтры буровых скважин. М., «Недра», 1976. 345 с.

10. *Гершанович И. М.* Разведка месторождений подземных вод в трещиноватых породах геофизическими методами. М., «Недра», 1975. 124 с.

11. *Гершанович И. М., Кузменко Э. Д., Каринская И. Д.* О форме расходограммы против однородного водоносного горизонта в открытой скважине. «Тр. ВСЕГИНГЕО» (ротапринт), вып. 90, 1975, с. 5—24.

12. *Гидрогеологические* исследования в горном деле. Под ред. В. А. Мироненко, «Недра», 1976. 352 с.

13. *Грикевич Э. А.* О влиянии конструктивных элементов скважин и нарушений в призабойной зоне на приток вод в напорных условиях. Изв. АН Латв. ССР, вып. 4, 1965, с. 63—74.

14. *Грикевич Э. А.* Влияние гидравлических сопротивлений скважины на приток воды. «Зинатне», Рига, 1969. 245 с.

15. *Грикевич Э. А.* Распределение скоростей движения жидкости, потерь напора в скважине. В кн.: Водоснабжение и канализация, вып. 4, Рига, 1974, с. 77—81.

16. *Гринбаум И. И.* Расходометрия гидрогеологических и инженерно-геологических скважин. М., «Недра», 1975. 271 с.

17. *Зеленин И. В.* Об оценке водопроводимости по величине удельных дебитов скважин. «Изв. вузов. Геология и разведка», № 9, 1969, с. 93—95.

18. *Каменецкий С. Г., Кузьмин В. М., Степанов В. П.* Нефтепромысловые исследования пластов. М., «Недра», 1974. 222 с.

19. *Кулибабд Ф. В.* Зависимость результатов опытных откачек от качества предварительной откачки скважин. «Разведка и охрана недр», 1960, № 3, с. 57—59.

20. *Матвеев Б. К.* Геофизические методы изучения движения подземных вод. Госгеолтехиздат, 1963. 133 с.

21. *Мироненко В. А., Шестаков В. М., Язвин Л. С.* О постановке опытных откачек. «Разведка и охрана недр», 1974, № 5, с. 35—40.

22. *Надарейшвили А. В.* Методы исследований опытных гидродинамических работ и явлений в системе пласт — скважина. М., «Недра», 1978.

23. *Наказная Л. Г.* Фильтрация жидкостей и газа в трещиноватых коллекторах, «Недра», 1972. 184 с.

24. *Насберг В. М.* Обобщенная формула Дюпюи — Краснопольского для напорной совершенной скважины. «Изв. ТНИСГЭИ», т. I, 1947, с. 129—142.

25. *Огильви Н. А., Федорович Д. И.* Электролитический метод определения скорости фильтрации подземных вод. М., «Недра», 1964. 43 с.

26. *Пашковский И. С., Шестаков В. М.* Анализ режима восстановления уровня воды в скважине. — Темат. сб. ВСЕГИНГЕО, вып. I, 1967, с. 28—36.

27. *Техника* проведения и методика обработки опытно-фильтрационных работ. Под ред. В. М. Шестакова и Д. Н. Башкатова. ВСЕГИНГЕО (ротапринт), 1969. 185 с.

28. *Чекалюк Э. Б.* Основы пьезометрии залежей нефти и газа. Киев, 1961. 286 с.

29. *Шержуков Б. С., Гамаюнов Н. И.* Методика расчета гидрогеологических расчетов водоносных пластов при опробовании их опытной скважиной. «Изв. вузов, Геология и разведка», 1964, № 5, с. 105—112.

30. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. МГУ, 1973. 327 с.

31. *Шестаков В. М.* Фильтрационный приток к скважине с учетом внутрискважинной гидравлики. «Гидромеханика», 1978, № 38, с. 87.

32. *Шестаков В. М., Устинова Г. Д.* Динамическая термометрия гидрогеологических скважин. «Вопросы гидрогеологии». Изд-во МГУ (ротапринт), 1977, с. 98—106.

33. *Щелкачев В. Н.* Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М., Гостоптехиздат, 1959. 467 с.

34. *Bjerrum L., Nash I., Kennuard R.* Hydraulic Fracturing in Field Permeability Testing. Geotechnique, v. 22, 1972, N 2, pp. 319—322.

35. *Joungs E. G.* Shape factors for Kirkham's piezometer method for determining the hydraulic conductivity of soil in situ. Soil Science, v. 106, N 3, 1968, pp. 235—237.

36. *Kirkham D.* Proposed method for field measurement of permeability of soil below the water table. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., N 10, 1946, pp. 56—68.

37. *Papadopulos I. S., Cooper H. H.* Drawdown in a well of large diameter. Water Resources Research, v. 3, N 1, 1967, pp. 241—244.

38. *Petersen G., Rohwer G., Albertson M.* Effect of well screens on flow into wells. Pros. Amer. Soc. Sivil Eng., v. 79, N 365, 1953, pp. 1—24.

39. *Šimon Z.* Barzliwe przeplywy cieczy w rurach perforowanych. Prace Naukowe Instytutu Inżynerii Ochrony Środowiska Politechniki Wroclawskiej, ser. 10, N 33, 1976. 136 p.

40. *Soliman M.* Boundary flow considerations in the design of wells Journal of the Irrig. and Drainage Div., v. 91, N 1, 1965, pp. 159—177.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 9

1. *Антонов В. В., Мироненко В. А.* Сравнительный анализ расчетных гидрогеологических параметров, определяемых одиночными и кустовыми откачками. «Разведка и охрана недр», 1975, № 3, с. 45—49.

2. *Антонов В. В., Мироненко В. А.* Вопросы анализа фильтрационной неоднородности водоносных пластов. «Водные ресурсы», 1977, № 1, с. 92—100.

3. *Барон В. А., Серов В. И.* Методические рекомендации по прогнозу режима уровня грунтовых вод орошаемых массивов в субаэральных дельтах. М., 1971. 68 с. с ил. (ВСЕГИНГЕО).

4. *Боревский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С.* Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. М., «Недра», 1973. 303 с.

5. *Бондарик Г. Н.* Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М., «Недра», 1971. 272 с.

6. *Быков Н. Е., Егоров Р. А., Фролов Е. Ф.* Требование к достоверности определения параметров залежей нефти. «Геология нефти и газа», 1974, № 10, с. 18—21.

7. *Волков В. А.* Адаптивная оптимизация разведочного процесса. «Проблемы нефти и газа Тюмени», 1974, № 24, с. 67—70.

8. *Вороновский В. Р., Максимов М. М.* Система обработки информации при разработке нефтяных месторождений. М., «Недра», 1975. 232 с.

9. *Гофлин В. А., Бадьянов В. А.* Изучение влияния неоднородностей пласта по площади на проводимость «НТС по добыче нефти», вып. 25, 1964, с. 96—98.

10. *Зеленин И. В.* Оценка параметров фильтрации водоносных пластов с применением методов математической статистики. Изд-во «Штиница», 1976. 224 с.

11. *Коган Л. Г., Максимов М. И.* Процесс разработки неоднородного по проницаемости месторождения при различном строении пласта. «НТС по добыче нефти», вып. 17, 1962, с. 38—44.

12. *Лысенко В. Д., Мухарский Э. Д.' Соловьева В. Н.* Исследования работы скважин на электроинтеграторе ЭГДА-9/130 в случае вероятной модели прерывистого нефтяного пласта. «Тр. ТатНИИ», вып. X, 1967, с. 308—317.

13. *Литвак Д. Р., Шестопалов В. М.* О статистической обработке коэффициентов проводимости с целью определения необходимых объемов опытных работ и выбора метода оценки эксплуатационных запасов подземных вод. — В кн.: Матер. зон. совещ. по гидрогеологии и инж. геологии. Минск, 1972, с. 161—162.

14. *Оптимальная* разведка нефтяных месторождений. М., «Недра», 1976. 303 с. Авт.: Е. Ф. Фролов, Н. Е. Быков, Н. А. Егоров, А. Я. Фурсов.

15. *Оценка* точности определения водопроницаемости горных пород. М., «Наука», 1971. 150 с. Авт.: Н. И. Ильин, С. Н. Чернышев, Е. С. Дзекцер, В. С. Зильбер.

16. *Перцовский В. В., Чаповский А. Е.* О методике осреднения параметров фильтрации неоднородного в плане пласта. «Изв. вузов. Геология и разведка», вып. 2, 1974, с. 108—111.

17. *Прохоров С. П., Качугин Е. Г.* Методическое руководство по гидрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям при разведке месторождений твердых полезных ископаемых. М., «Госстройтехиздат», 1955. 232 с.

18. *Рац М. В.* Неоднородность горных пород и их физических свойств. М., «Наука», 1968. 107 с.

19. *Рац М. В.* Структурные модели в инженерной геологии. М., «Недра», 1973. 214 с.

20. *Руппенейт К. В.* Механические свойства горных пород. М., «Углетехиздат», 1956. 324 с.

21. *Руководство* по дренированию карьерных полей. Разделы V—VI. Л., «ВНИМИ», 1970. 212 с.

22. *Самсонов Б. Г., Зильберштейн Б. М., Бурдакова О. Л.* Определение гидрогеологических параметров при эффективной неоднородности водоносного горизонта. «Экспресс-информация», сер. «Гидрогеология и инженерная геология», инф. 9, № 4, М., «Изд-во ВИЭМС», 1972, с. 1—14.

23. *Скворцов В. В.* Математический эксперимент в теории разработки нефтяных месторождений. М., «Наука», 1970. 224 с.

24. *Табаков В. П.* Исследование влияния количества скважин на степень изученности залежей на стадии разведки. «НТС по добыче нефти», № 43, М., «Недра», 1972, с. 90—95.

25. *Чаповский А. Е., Перцовский В. В.* Экспериментальное исследование неоднородности горных пород в плане. «Разведка и охрана недр», № 1, 1972, с. 45—49.

26. *Швидлер М. И.* Фильтрационные течения в неоднородных средах. М., «Гостоптехиздат», 1963, 136 с.

27. *Швидлер М. И.* О решении типа источника в задаче о нестационарной фильтрации жидкости в среде со случайной неоднородностью. «Изв. АН СССР. Механика жидкости и газа», вып. 4, 1966, с. 73—82.

28. *Bear I.* Dinamics of Fluids in Porous Media. «Elsevier», New York, 1972. 764 p.

29. *Bennion D. W., Griffiths I. C.* A Stochastic Model for Predicting Variatious in Reservoir Rock Properties. «Trans. AGME», 237, part 2, 1966, pp. 9—16.

30. *Biffy R., Sunada D. K.* Statistical Error Analisis of a Numerical Model of Confined Groundwater Flow in Stochastic Hydraulics», edited by CL Chiu, 1971, pp. 591—612.

31. *Bulnes A. C.* An Application of Statistical Methods to Core Analysis Data of Dolomi tic Limestone. «Trans. AIME», 165, 1946, pp. 223—240.

32. *Davis S. N.* Porosity and Permeability of Natural Materials, in Flow Through Porous Media. Edited by R. I. M. De Wiest. «Academic», New York, 1969, pp. 54—89.

33. *Freeze R. A.* A Stochastic Conceptual Analysis of One — Dimensional Groundwater Flow in Nonuniform Homogeneous Media. «Water Resources Research», v. 11, 1975, N 5, pp. 725—741.

34. *Greenkorn R. A., Kessler D. P.* Dispersion in Heterogeneous Nonuniform Anisotropic Porous Media. Ind. Eng. Chem, 61 (9) 1969, pp. 14—32.

35. *Warren I. E., Price H. S.* Flow in Heterogeneous Porous Media. «Soc. Petrol. Eng. J.», 1, 1961, pp. 153—169.

36. *Warren I. E., Skiba F. F., Price H. S.* An Evaluation of the Significance of Permeability Measurements». J. Petrol. Technol», 13, 1961, pp. 739—744.

37. *Willardson I. S., Hurst R. L.* Sample Size Estimates in Permeability Studies, J. Irrig. Drain. Div. Amer. Soc. Civil Eng.», 1965, 91 (1), 1965, pp. 1—9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 10

1. *Адлер Ю. П., Маркова Е. В., Грановский Ю. В.* Планирование эксперимента при поиске оптимальных условий. М., «Недра», 1971. 283 с.

2. *Басович И. В.* Определение неизвестных параметров нефтеносного пласта при наличии перетоков. «ПМТФ», № 5, 1974, с. 80—85.

3. *Белаш П. М.* Интегральные методы в задачах анализа и управления нефтяными и газовыми пластами. «Тр. Всес. конфер. по математическим методам решения...» Баку, 1974, с. 91—109.

4. *Белаш М. П., Сенюков Р. В.* О статистических способах обработки данных нефтепромысловых измерений. «Нефт. хоз-во», № 9, 1970, с. 46—50.

5. *Гавич И. К.* Теория и практика применения аналогового моделирования в гидрогеологии. (Автореф. докт. дисс.), М., 1973. 58 с.

6. *Георгиевский В. В.* Унифицированные алгоритмы для определения фильтрационных параметров. Киев, «Наукова думка», 1971. 327 с.

7. *Гудзь В. И., Крашин И. И.* Решение на АЦВК обратных задач фильтрации. «Экспресс-информация, сер. Гидрогеология и инженерная геология», вып. 9, М., 1974. 32 с.

8. *Лаврентьев М. М. Романов В. Г., Васильев В. Г.* Многомерные обратные задачи. «Наука», М., 1969. 67 с.

9. *Лукнер Л., Шестаков В. М.* Моделирование геофильтрации. М., «Недра», 1975. 407 с.

10. *Максимов М. М.* Об одном регулярном алгоритме уточнения сопротивления электрической сеточной модели. — В кн.: Математическое моделирование на сплошных и дискретных средах, Киев, 1974, с. 483—489.

11. *Мироненко В. А.* Оценка фильтрационных параметров по данным дренажных работ. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 10, с. 71—76.

12. *Морозов В. А.* Регулярные методы решения некорректно поставленных задач. Изд-во МГУ, 1974. 359 с.

13. *Назаретов В. М.* Применение методов адаптации и обучения для уточнения характеристик нефтяных пластов. «Нефт. хоз-во», № 5, 1971, с. 53—57.

14. *Тихонов А. Н., Арсенин В. Я.* Методы решения некорректных задач. М., «Наука», 1974. 223 с.

15. *Тихонов А. Н., Гласко В. Б.* О применении метода регуляризации в задачах геофизической интерпретации. «Физика Земли», № 1, 1975, с. 38—48.

16. *Цыпкин Я. З.* Основы теории обучающихся систем. М., «Наука», 1971. 251 с.

17. *Bruch I., Lam C., Simuadich T.* Parameter Identification in Field Problems. «Water Resources Research», v. 10, N 1, 1974, pp. 73—81.

18. *Chavent G., Dupuy M., Lemonnier P.* History Matching Use of Optimal Theory. «Society of Petroleum Eng. Journ.», 1975, Febr., pp. 74—83.

19. *Emsellem Y., Marsily G.* An Automatic Solution for the Inverse Problem. «Water Resources Research», v. 7, 1971, N 5, pp. 1264—1280.

20. *Frind O., Pinder G.* Galerkin. Solution of the Inverse Problem for Aquifer Transmissivity. «Water Resources Research», v. 9, 1973, N 5, pp. 1397—1410.

21. *Gates I. S., Kisiel C. C.* Worth of Additional Data to Digital Computer Model of a Ground Water Basin. «Water Resources Research», v. 10, 1974, N 5, pp. 1031—1038.

22. *Ilefer E., Shamir* U., *Bear I.* Identifying the Parametres of an Aquifer Cell Model. «Water Resources Research», v. 11, 1975, N 6, pp. 993—1004.
23. *Lowell R., Duckstein L., Kisiel C.* Use of Subjective Information in Estimation of Aquifer Parametres. «Water Resources Research», v. 8, 1972, N 3, pp. 680—690.
24. *Neuman S.* Calibration of Distributed Parameter Groundwater Flow Models. «Water Resources Research», v. 9, 1973, N 4, pp. 1006—1021.
25. *Nutbrown D. A.* Identification of Parametres in a Linear Equation of Groundwater Flow. «Water Resources Research», v. 11, N 4, pp. 581—587.
26. *Rushton K. R.* Critical Analysis of the Alternation Direction Implicit Method of Aquifer Analysis. «Journ. of Hydrology», 21, 1974, N 2, pp. 153—172.
27. *Vemuri V., Karplus W.* Identification of Nonlinear Parametres of Groundwater Basins by Hybrid Computation. «Water Resources Research», v. 5, 1969, N 1, pp. 172—185.
28. *Vemiri V., Dracup I. A., Erdmann R. C.* Sensitivity Analysis Method of Sistem Identification and its Potential in Hydrologic «Water Resources Research», v. 5, 1969, N 2, pp. 341—349.
29. *Jeh W. W.* Aquifer Parameter Identification. «Journal of Hydraulic Div.» v. 101, 1975, N 9, pp. 1197—1208.
30. *Iih S. M., Davidson B.* Identification in Nonlinear Distributed Parameter Water Quality Model. «Water Resources Research», v. 11, 1975, N 5, pp. 693—704.

Таблица 1

u	$W(u)$	u	$W(u)$	u	$W(u)$	u	$W(u)$	u	$W(u)$
0,001	6,332	0,11	1,737	0,39	0,719	0,67	0,396	0,95	0,239
0,002	5,639	0,12	1,660	0,40	0,702	0,68	0,388	0,96	0,235
0,003	5,235	0,13	1,589	0,41	0,686	0,69	0,381	0,97	0,231
0,004	4,948	0,14	1,524	0,42	0,670	0,70	0,374	0,98	0,227
0,005	4,726	0,15	1,465	0,43	0,640	0,71	0,367	0,99	0,223
0,006	4,544	0,16	1,409	0,44	0,655	0,72	0,360	1,00	0,219
0,007	4,392	0,17	1,358	0,45	0,625	0,73	0,353	1,1	0,186
0,008	4,259	0,18	1,310	0,46	0,611	0,74	0,347	1,2	0,158
0,009	4,142	0,19	1,265	0,47	0,598	0,75	0,340	1,3	0,135
0,01	4,038	0,20	1,223	0,48	0,585	0,76	0,334	1,4	0,116
0,015	3,637	0,21	1,183	0,49	0,572	0,77	0,328	1,5	0,100
0,02	3,355	0,22	1,145	0,50	0,560	0,78	0,322	1,6	0,086
0,025	3,137	0,23	1,110	0,51	0,548	0,79	0,316	1,7	0,075
0,03	2,959	0,24	1,076	0,52	0,536	0,80	0,311	1,8	0,065
0,035	2,810	0,25	1,044	0,53	0,525	0,81	0,305	1,9	0,056
0,04	2,681	0,26	1,014	0,54	0,514	0,82	0,300	2,0	0,049
0,045	2,568	0,27	0,985	0,55	0,503	0,83	0,294	2,5	0,025
0,05	2,468	0,28	0,957	0,56	0,493	0,84	0,289	3,0	0,013
0,055	2,378	0,29	0,931	0,57	0,483	0,85	0,284	3,5	0,007
0,06	2,295	0,30	0,906	0,58	0,473	0,86	0,279	4,0	0,0038
0,065	2,220	0,31	0,882	0,59	0,464	0,87	0,274	4,5	0,0021
0,07	2,151	0,32	0,858	0,60	0,454	0,88	0,269	5,0	0,0011
0,075	2,087	0,33	0,836	0,61	0,445	0,89	0,265	5,5	$6{,}4\cdot10^{-4}$
0,08	2,027	0,34	0,815	0,62	0,437	0,90	0,260	6,0	$3{,}6\cdot10^{-4}$
0,085	1,971	0,35	0,794	0,63	0,428	0,91	0,256		
0,09	1,919	0,36	0,775	0,64	0,420	0,92	0,251		
0,095	1,870	0,37	0,755	0,65	0,412	0,93	0,247		
0,10	1,823	0,38	0,737	0,66	0,404	0,94	0,243		

$$W(u) = -Ei(-u) = \int_u^\infty \frac{e^{-x}}{x}\,dx = \ln\frac{1}{u} - 0{,}577 + u - \frac{u^2}{2\cdot 2!} - \frac{u^3}{3\cdot 3!} - \ldots;$$

Таблица 2

λ	erfc λ	λ	erfc λ	λ	erfc λ	λ	erfc λ	λ	erfc λ
0,00	1,000	0,25	0,724	0,50	0,480	0,75	0,289	1,00	0,157
0,01	0,989	0,26	0,713	0,51	0,471	0,76	0,282	1,05	0,138
0,02	0,977	0,27	0,703	0,52	0,462	0,77	0,276	1,10	0,120
0,03	0,966	0,28	0,692	0,53	0,453	0,78	0,270	1,15	0,104
0,04	0,955	0,29	0,682	0,54	0,445	0,79	0,264	1,20	0,090
0,05	0,944	0,30	0,671	0,55	0,437	0,80	0,258	1,25	0,088
0,06	0,933	0,31	0,661	0,56	0,428	0,81	0,252	1,30	0,066
0,07	0,921	0,32	0,651	0,57	0,420	0,82	0,246	1,35	0,056
0,08	0,910	0,33	0,641	0,58	0,412	0,83	0,240	1,40	0,048
0,09	0,899	0,34	0,631	0,59	0,404	0,84	0,235	1,45	0,040
0,10	0,887	0,35	0,621	0,60	0,396	0,85	0,229	1,50	0,036
0,11	0,876	0,36	0,611	0,61	0,388	0,86	0,224	1,60	0,024
0,12	0,865	0,37	0,601	0,62	0,381	0,87	0,219	1,70	0,016
0,13	0,854	0,38	0,591	0,63	0,373	0,88	0,213	1,80	0,011
0,14	0,843	0,39	0,581	0,64	0,365	0,89	0,208	1,90	0,007
0,15	0,832	0,40	0,572	0,65	0,358	0,90	0,203	2,00	0,005
0,16	0,829	0,41	0,562	0,66	0,351	0,91	0,198	2,10	0,003
0,17	0,810	0,42	0,552	0,67	0,343	0,92	0,193	2,20	0,002
0,18	0,799	0,43	0,543	0,68	0,336	0,93	0,188	2,30	0,001
0,19	0,789	0,44	0,534	0,69	0,329	0,94	0,184	2,40	0,001
0,20	0,777	0,45	0,524	0,70	0,322	0,95	0,179	∞	0,000
0,21	0,766	0,46	0,515	0,71	0,315	0,96	0,175		
0,22	0,756	0,47	0,506	0,72	0,309	0,97	0,170		
0,23	0,745	0,48	0,497	0,73	0,302	0,98	0,166		
0,24	0,734	0,49	0,488	0,74	0,295	0,99	0,161		

Таблица 3

ЗНАЧЕНИЯ ФУНКЦИЙ W_R

R^2/r^2	W_R	R^2/r^2	W_R	R^2/r^2	W_R	R^2/r^2	W_R	R^2/r^2	W_R
		12,0	1,062	32,0	1,819	160	3,233	950	4,921
		12,5	1,091	34,0	1,869	170	3,289	1000	4,971
		13,0	1,119	36,0	1,916	180	3,342	1100	5,063
		13,5	1,147	38,0	1,962	190	3,392	1200	5,147
		14,0	1,173	40,0	2,005	200	3,439	1300	5,225
		14,5	1,199	42,0	2,046	210	3,485	1400	5,297
		15,0	1,224	44,0	2,085	220	3,528	1500	5,364
		15,5	1,248	46,0	2,123	230	3,569	1600	5,427
		16,0	1,272	48,0	2,159	240	3,609	1700	5,486
		16,5	1,295	50,0	2,194	250	3,647	1800	5,542
		17,0	1,318	52,0	2,228	275	3,737	1900	5,595
		17,5	1,340	54,0	2,261	300	3,819	2000	5,645
		18,0	1,361	56,0	2,292	325	3,895	2100	5,693
		18,5	1,382	58,0	2,323	350	3,964	2200	5,738
		19,0	1,403	60,0	2,352	375	4,030	2300	5,782
		19,5	1,423	65,0	2,422	400	4,091	2400	5,824
		20,0	1,442	70,0	2,487	425	4,149	2500	5,864
		21,0	1,480	75,0	2,548	450	4,203		
		22,0	1,517	80,0	2,605	475	4,255		
		23,0	1,552	85,0	2,659	500	4,304		
		24,0	1,586	90,0	2,710	550	4,395		
		25,0	1,618	95,0	2,759	600	4,478		
		26,0	1,650	100,0	2,805	650	4,555		
10,0	0,935	27,0	1,680	110,0	2,891	700	4,626		
10,5	0,968	28,0	1,710	120,0	2,970	750	4,693		
11,0	1,000	29,0	1,738	130,0	3,042	800	4,755		
11,5	1,032	30,0	1,766	140,0	3,110	850	4,814		
				150,0	3,173	900	4,869		

$W_R = 2\left(\ln\frac{R}{r} - 1 + \frac{r}{R}\right)$; при $\frac{R^2}{r^2} > 2500$ $W_R \approx \ln\frac{R^2}{r^2} - 2$ или $\frac{R^2}{r^2} = \exp(W_R + 2)$.

Таблица 4

α	Значения $P(\bar{r}, \alpha)$ при $\bar{r}$, равном															
	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5
0	5,998	4,625	3,295	2,566	2,096	1,764	1,516	1,328	1,180	1,060	0,964	0,880	0,810	0,750	0,714	0,654
0,1	5,957	4,587	3,264	2,541	2,077	1,749	1,507	1,321	1,176	1,056	0,960	0,877	0,809	0,748	0,697	0,654
0,2	5,826	4,464	3,161	2,465	2,020	1,707	1,476	1,298	1,157	1,042	0,949	0,869	0,803	0,743	0,695	0,650
0,3	5,560	4,221	2,977	2,331	1,926	1,640	1,426	1,260	1,130	1,020	0,932	0,856	0,791	0,736	0,687	0,644
0,4	5,029	3,776	2,692	2,146	1,799	1,550	1,361	1,208	1,092	0,993	0,909	0,844	0,777	0,723	0,677	0,635
0,5	3,690	2,999	2,313	1,919	1,648	1,444	1,284	1,154	1,048	0,958	0,882	0,816	0,758	0,708	0,664	0,625
0,6	2,341	2,212	1,925	1,682	1,489	1,331	1,201	1,091	0,998	0,919	0,851	0,791	0,738	0,691	0,650	0,613
0,7	1,777	1,736	1,610	1,470	1,337	1,219	1,117	1,026	0,947	0,878	0,817	0,764	0,716	0,672	0,634	0,600
0,8	1,460	1,441	1,376	1,287	1,201	1,115	1,034	0,962	0,895	0,836	0,783	0,736	0,691	0,654	0,618	0,585
0,9	1,249	1,239	1,201	1,146	1,084	1,021	0,959	0,900	0,844	0,794	0,747	0,705	0,664	0,629	0,599	0,570
1,0	1,096	1,090	1,065	1,029	0,985	0,937	0,890	0,842	0,796	0,754	0,713	0,676	0,643	0,611	0,581	0,554
1,1	0,980	0,975	0,958	0,931	0,900	0,864	0,822	0,787	0,751	0,714	0,680	0,648	0,617	0,590	0,562	0,537
1,2	0,888	0,883	0,871	0,852	0,828	0,800	0,771	0,738	0,708	0,677	0,648	0,619	0,593	0,568	0,543	0,520
1,3	0,810	0,808	0,799	0,785	0,766	0,744	0,720	0,695	0,668	0,644	0,618	0,593	0,570	0,547	0,526	0,505
1,4	0,746	0,745	0,738	0,726	0,712	0,695	0,675	0,655	0,633	0,610	0,589	0,567	0,547	0,527	0,507	0,489
1,5	0,693	0,691	0,686	0,677	0,665	0,651	0,635	0,618	0,600	0,581	0,562	0,543	0,526	0,507	0,490	0,474

При больших расстояниях:

$$P(\bar{r}, \alpha) = \frac{1}{\bar{r}_0}; \quad \bar{r}_0 = \sqrt{\bar{r}^2 + \alpha^2} \text{ при } \bar{r}_0 > 2{,}5; \quad P(\bar{r}, \alpha) = \frac{1}{\sqrt{\bar{r}' \bar{r}''}}; \quad \bar{r}' = \sqrt{\bar{r}^2 + (\alpha - 0{,}3)^2}, \quad \bar{r}'' = \sqrt{\bar{r}^2 + (\alpha + 0{,}3)^2} \text{ при } \bar{r}_0 > 1.$$

При малых расстояниях:

$$P(\bar{r}, \alpha) = \ln \frac{\alpha + 0{,}5}{\alpha - 0{,}5} \text{ при } \bar{r} < 0{,}1 \text{ и } \alpha > 1; \quad P(\bar{r}, \alpha) = 2 \ln \frac{\sqrt{1 - 4\alpha^2}}{\bar{r}} \text{ при } \bar{r} < 0{,}1 \text{ и } \alpha < 0{,}3.$$

Таблица 5

ЗНАЧЕНИЯ M (u, β) ПРИ u, РАВНОМ

β	0	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	1,0
1	1.763	1.74	1.691	1.538	1.269	1.08	0.836	0,673	0.552	0.458	0,384	0.324	0.275	0.200
1.2	2,032	2,005	1.946	1,763	1.441	1.216	0.93	0.74	0.602	0.496	0.412	0.346	0.291	0.210
1.6	2.498	2.462	2.384	2.139	1.715	1.422	1.06	0.826	0.66	0.536	0.441	0.366	0.306	0.218
2	2.887	2.842	2,744	2.439	1,916	1.562	1,135	0,87	0.686	0,552	0.451	0.372	0.310	0.219
3	3.637	3.569	3.423	2.969	2.216	1.739	1.207	0.902	0.701	0.56	0.454	0.374		
4	4.189	4.099	3.905	3.305	2.356	1.799	1.221	0.905	0,702					
5	4.625	4.512	4.269	3,53	2,421	1.817	1,222							
6	4.984	4.848	4.557	3.685	2,449	1,822	1.223	0.906	0.702	0,56	0.454	0.374	0.311	0.219
8	5.553	5,373	4.986	3.868	2.465	1.823								
10	5.996	5,771	5.29	3,958	2.468									

$$M(u, \beta) = \int_u^\infty \frac{e^{-x}}{x} \operatorname{erf}(\beta \sqrt{x})\, dx$$

При $\beta^2 u < 1$ удобнее представлять функцию M (u, β) в виде $M(u, \beta) = 2 \operatorname{Arsh} \beta \cdot M_0(u, \beta)$, причем величина M_0 (u, β) определяется по приведенной ниже таблице

β	2 Arsh β	Значения M_0 (u, β) при u, равном														
		0	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	0,02	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	1,0
1	1,763	1	0,987	0,959	0,872	0,820	0,729	0,613	0,474	0,382	0,313	0,260	0,218	0,184	0 156	0,113
1,2	2,032	1	0,987	0,958	0,868	0,813	0,709	0,598	0,4577	0,364	0,296	0,244	0,203	0,1703	0,143	0,103
1.6	2,498	1	0,986	0,954	0,856	0,798	0,687	0,569	0,4244	0,331	0,264	0,215	0,177			
2	2,887	1	0,984	0,951	0,854	0,782	0,664	0,541	0,393	0,301						
3	3,637	1	0,981	0,941	0,816	0,744	0,609	0,478	0,392							
4	4,187	1	0,979	0,932	0,789	0,708	0,562	0,4305								
5	4,625	1	0,976	0,923	0,763	0,675	0,524									
6	4,984	1	0,972	0,914	0,739	0,645										
8	5,553	1	0,968	0,898	0,697	0,596										
10	5,996	1	0,963	0,882	0,66											

Таблица 6

ЗНАЧЕНИЯ ФУНКЦИЙ $W_{\text{П}}(u, \bar{r})$

u \ $\bar{r}$	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60	0,70	0,80	0,90	1,0	1,5	2,0	3,0
0	4,854	3,505	2,745	2,229	1,849	1,555	1,321	1,131	0,974	0,842	0,428	0,228	0,0695
0,001	4,829	3,505											
0,005	4,296	3,457	2,743	2,229									
0,01	3,815	3,288	2,710	2,225	1,849	1,555	1,321	1,131					
0,02	3,244	2,952	2,569	2,181	1,838	1,553	1,321	1,131	0,974				
0,03	2,887	2,690	2,411	2,103	1,806	1,542	1,318	1,130	0,973	0,842			
0,04	2,629	2,482	2,266	2,016	1,760	1,521	1,309	1,127	0,972	0,842			
0,05	2,427	2,311	2,137	1,928	1,708	1,493	1,296	1,121	0,790	0,841			
0,06	2,262	2,167	2,023	1,845	1,652	1,459	1,277	1,112	0,966	0,834			
0,07	2,123	2,044	1,921	1,767	1,597	1,423	1,255	1,099	0,959	0,836	0,428		
0,08	2,003	1,935	1,829	1,695	1,544	1,386	1,231	1,085	0,951	0,832	0,428		
0,09	1,898	1,839	1,746	1,627	1,492	1,349	1,205	1,068	0,941	0,826	0,427		
0,1	1,805	1,753	1,670	1,564	1,442	1,312	1,179	1,051	0,930	0,819	0,427	0,228	
0,2	1,216	1,194	1,160	1,115	1,059	0,996	0,928	0,858	0,786	0,715	0,414	0,227	0,0695
0,3	0,902	0,890	0,871	0,846	0,814	0,778	0,737	0,693	0,648	0,601	0,381	0,221	0,0694
0,4	0,700	0,693	0,681	0,665	0,645	0,621	0,594	0,565	0,535	0,502	0,341	0,210	0,0691
0,5	0,558	0,553	0,545	0,534	0,521	0,504	0,486	0,466	0,444	0,421	0,301	0,194	0,0681
0,6	0,453	0,450	0,444	0,436	0,427	0,415	0,402	0,387	0,371	0,354	0,263	0,177	0,0664
0,7	0,373	0,370	0,366	0,361	0,353	0,345	0,335	0,324	0,312	0,300	0,229	0,160	0,0639
0,8	0,310	0,308	0,305	0,301	0,295	0,289	0,282	0,273	0,264	0,254	0,199	0,144	0,0607
0,9	0,260	0,258	0,256	0,253	0,249	0,244	0,238	0,231	0,224	0,217	0,173	0,128	0,0572
1,0	0,219	0,218	0,216	0,214	0,210	0,207	0,202	0,197	0,191	0,186	0,151	0,114	0,0534
2,0	0,0488	0,0487	0,0485	0,0482	0,0477	0,0473	0,0467	0,0460	0,0452	0,0444	0,0394	0,0335	0,0210
3,0	0,0130	0,0130	0,0130	0,0129	0,0128	0,0127	0,0126	0,0125	0,0123	0,0122	0,0112	0,0100	0,0071

$$W_{\text{П}}(u, \bar{r}) = \int_u^\infty \exp\left(-x - \frac{\bar{r}^2}{4x}\right)\frac{dx}{x};\quad W_{\text{П}}(u, 0) = W(u);\quad W_{\text{П}}(0, \bar{r}) = 2K_0(\bar{r})$$

ЗНАЧЕНИЯ ФУНКЦИИ $H(u, v)$

Таблица 7

u \ v	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-1}$	1	2	5
$2\cdot10^{-6}$	11,536	10,221	9,568	7,991	7,302	6,613	5,701	5,014	4,331	3,441
$4\cdot10^{-6}$	11,057	9,842	9,205	7,642	6,995	6,226	5,357	4,672	3,992	3,111
$6\cdot10^{-6}$	10,762	9,615	8,989	7,437	6,751	6,064	5,156	4,472	3,795	2,920
$8\cdot10^{-6}$	10,546	9,450	8,835	7,290	6,607	5,920	5,013	4,331	3,656	2,786
$2\cdot10^{-5}$	9,820	8,904	8,322	6,824	6,145	5,462	4,560	3,882	3,216	2,366
$4\cdot10^{-5}$	9,236	8,465	7,935	6,468	5,795	5,116	4,219	3,547	2,889	2,059
$6\cdot10^{-5}$	8,882	8,194	7,694	6,258	5,590	4,913	3,020	3,352	2,700	1,884
$8\cdot10^{-5}$	8,627	7,996	7,519	6,108	5,443	4,770	3,879	3,214	2,568	1,763
$2\cdot10^{-4}$	7,790	7,328	6,932	5,623	4,975	4,311	3,433	2,782	2,155	1,394
$4\cdot10^{-4}$	7,139	6,784	6,454	5,246	4,616	3,964	3,100	2,462	1,854	1,135
$6\cdot10^{-4}$	6,753	6,452	6,160	5,020	4,404	3,761	2,906	2,278	1,685	0,994
$8\cdot10^{-4}$	6,477	6,210	5,944	4,857	4,252	3,617	2,770	2,149	1,567	0,898
$2\cdot10^{-3}$	5,590	5,412	5,220	4,318	3,760	3,155	2,342	1,752	1,212	0,624
$4\cdot10^{-3}$	4,914	4,784	4,640	3,886	3,375	2,803	2,025	1,466	0,966	0,450
$6\cdot10^{-3}$	4,516	4,410	4,289	3,621	3,144	2,596	1,844	1,305	0,833	0,362
$8\cdot10^{-3}$	4,235	4,142	4,036	3,428	2,976	2,448	1,717	1,195	0,744	0,306
$2\cdot10^{-2}$	3,340	3,282	3,213	2,783	2,423	1,971	1,324	0,868	0,491	0,166
$4\cdot10^{-2}$	2,671	2,632	2,584	2,269	1,984	1,606	1,042	0,647	0,336	0,093
$6\cdot10^{-2}$	2,287	2,256	2,219	1,963	1,722	1,391	0,884	0,530	0,259	0,063
$8\cdot10^{-2}$	2,020	1,994	1,963	1,745	1,534	1,238	0,776	0,453	0,212	0,046
$2\cdot10^{-1}$	1,219	1,206	1,190	1,071	0,950	0,767	0,460	0,245	0,097	0,014
$4\cdot10^{-1}$	0,701	0,694	0,685	0,622	0,554	0,448	0,262	0,130	0,044	0,004
$6\cdot10^{-1}$	0,453	0,449	0,444	0,404	0,361	0,293	0,169	0,080	0,025	0,002
$8\cdot10^{-1}$	0,310	0,307	0,304	0,277	0,248	0,201	0,115	0,053	0,015	0,001
2,0	$488\cdot10^{-4}$		$479\cdot10^{-4}$		$395\cdot10^{-4}$	$322\cdot10^{-4}$	$180\cdot10^{-4}$	$760\cdot10^{-5}$	$173\cdot10^{-5}$	$551\cdot10^{-7}$
4,0	$377\cdot10^{-5}$		$370\cdot10^{-5}$		$307\cdot10^{-5}$	$250\cdot10^{-5}$	$139\cdot10^{-5}$	$558\cdot10^{-6}$	$108\cdot10^{-6}$	$189\cdot10^{-8}$

Таблица 8

$\bar{r}$	Значение функции $W_B(\tau, \bar{r}, \mu^*/\mu)$ при τ, равном											
	0,01	0,05	0,2	0,5	0,2	5,0	0,01	0,05	0,2	0,5	2,0	5,0
	$\frac{\mu+\mu^*}{\mu^*}=6,5$						$\frac{\mu+\mu^*}{\mu^*}=20$					
0,1	2,514	3,894	4,741	5,116	5,994	6,859	3,598	4,633	4,987	5,241	6,109	6,975
0,2	1,269	2,557	3,388	3,756	4,616	5,475	2,272	3,284	3,633	3,880	4,731	5,590
0,4	0,343	1,330	2,104	2,451	3,262	4,098	1,080	2,010	2,343	2,572	3,375	4,213
0,8	0,014	0,401	0,997	1,289	1,977	2,747	0,255	0,925	1,215	1,400	2,085	2,859
1,0	0,02	0,214	0,709	0,972	1,596	2,327	0,116	0,647	0,913	1,077	1,699	2,436
2,0	0,0	0,005	0,132	0,267	0,614	1,131	0,001	0,108	0,253	0,335	0,692	1,225
5,0	0,0	0,0	0,021	0,076	0,280	0,583	0,0	0,014	0,077	0,115	0,303	0,657
	$\frac{\mu+\mu^*}{\mu^*}=34$						$\frac{\mu+\mu^*}{\mu^*}=100$					
0,1	4,023	4,798	5,012	5,262	6,130	6,996	4,650	4,891	5,032	5,282	6,150	—
0,2	2,684	3,449	3,858	3,902	4,753	5,612	3,290	3,541	3,678	3,921	4,772	5,612
0,4	1,445	2,170	2,367	2,593	3,396	4,234	1,972	2,261	2,386	2,612	3,415	4,240
0,8	0,480	1,070	1,237	1,419	2,105	2,880	0,93	1,155	1,255	1,437	2,123	2,850
1,0	0,273	0,781	0,934	1,095	1,719	2,457	0,65	0,863	0,950	1,112	1,737	—
2,0	0,01	0,180	0,268	0,348	0,707	1,243	0,112	0,236	0,278	0,358	0,720	—
5,0	0,0	0,040	0,085	0,122	0,313	0,671	—	0,072	0,091	0,128	0,322	—

Таблица 9

τ	Значения функции $W(\tau, \bar{r})$ при $\bar{r}$, равном							
	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,5	2,0
0	4,85	3,51	2,23	1,56	1,13	0,842	0,428	0,228
0,05	4,91	3,55	2,26	1,59	1,16	0,866	0,442	0,244
0,1	4,95	3,6	2,3	1,63	1,19	0,902	0,46	0,26
0,2	5,07	3,69	2,4	1,71	1,26	0,972	0,508	0,284
0,3	5,16	3,77	2,48	1,78	1,32	1,04	0,55	0,314
0,4	5,26	3,85	2,55	1,84	1,39	1,09	0,586	0,338
0,5	5,33	3,92	2,61	1,91	1,44	1,13	0,63	0,356
1,0	5,64	4,21	2,94	2,21	1,7	1,35	0,82	0,492
2,0	6,2	4,72	3,46	4,67	2,14	1,75	1,12	0,732
5,0	7,14	5,76	4,27	3,46	2,91	2,48	1,72	1,37

τ	Значения функции $W^{\circ}(\tau, \lambda)$ при λ, равном							
	0,025	0,05	0,1	0,25	0,5	0,75	1,0	1,5
0,1	0,82	0,7	0,58	0,4	0,26	0,2	0,15	0,09
0,3	1,96	1,6	1,26	0,8	0,46	0,32	0,206	0,1
0,5	2,84	2,28	1,76	1,06	0,58	0,36	0,218	0,11
1,0	4,56	3,7	2,74	1,4	0,7	0,4	0,244	0,08
2,0	5,54	4,3	3,26	1,74	0,84	0,44	0,23	0,07

$$W(\tau, \bar{r}) = \int_0^{\infty} \frac{J_0(x)}{x} \left[1 - \frac{\bar{r}^2}{\bar{r}^2 + x^2} \exp\left(-\frac{\tau x^2}{\bar{r}^2 + x^2}\right)\right] dx, \qquad W^{\circ}(\tau, \lambda) = \int_0^{\infty} \frac{J_0(2\lambda x)}{x} \left[1 - \exp\left(-\frac{\tau x^2}{\tau + x^2}\right)\right] dx.$$

При малых τ (с точностью 1 % при $\tau < 0{,}25$)

$$W(\tau, \bar{r}) = 2K_0(\bar{r}) + \tau\bar{r}\, K_1(\bar{r}),\ W^{\circ}(2\tau - \tau^2)\, K_0(\bar{r}) + \frac{r\tau^2}{2} K_1(\bar{r}).$$

При больших τ

$$W(\tau, \bar{r}) = W(u) + \frac{2}{\tau^3}(1 - 2u)\, e^{-u},\ u = \frac{\bar{r}^2}{4\pi}.$$

Таблица 10

ЗНАЧЕНИЕ ФУНКЦИИ $W(u_c, \alpha)$

u_c	$\alpha=10^{-1}$	$\alpha=10^{-2}$	$\alpha=10^{-3}$	$\alpha=10^{-4}$	$\alpha=10^{-5}$
1	$9{,}192\times10^{-2}$	$9{,}914\times10^{-3}$	$9{,}991\times10^{-4}$	$1{,}000\times10^{-4}$	$1{,}000\times10^{-5}$
5×10^{-1}	$1{,}767\times10^{-1}$	$1{,}974\times10^{-3}$	$1{,}997\times10^{-3}$	2,000	2,000
2	4,062	4,890	4,989	4,999	5,000
1	7,336	9,665	9,966	9,997	$1{,}000\times10^{-4}$
5×10^{-2}	$1{,}260\times10^{0}$	$1{,}896\times10^{-1}$	$1{,}989\times10^{-2}$	$1{,}999\times10^{-3}$	2,000
2	2,303	4,529	4,949	4,995	5,000
1	3,276	8,520	9,834	9,984	$1{,}000\times10^{-3}$
5×10^{-3}	4,255	$1{,}540\times10^{0}$	$1{,}945\times10^{-1}$	$1{,}994\times10^{-2}$	2,000
2	5,420	3,043	4,725	4,972	4,998
1	6,212	4,545	9,069	9,901	9,992
5×10^{-4}	6,960	6,031	$1{,}688\times10^{0}$	$1{,}965\times10^{1}$	$1{,}997\times10^{-2}$
2	7,866	7,557	3,523	4,814	4,982
1	8,572	8,443	5,526	9,340	9,932
5×10^{-5}	9,318	9,229	7,631	$1{,}768\times10^{0}$	$1{,}975\times10^{-1}$
2	$1{,}024\times10^{1}$	$1{,}020\times10^{1}$	9,676	3,828	4,861
1	1,093	1,087	$1{,}068\times10^{1}$	6,245	9,493
5×10^{-6}	1,163	1,162	1,150	8,991	$1{,}817\times10^{0}$
2	1,255	1,254	1,249	$1{,}174\times10^{1}$	4,033
1	1,324	1,324	1,321	1,291	6,779
5×10^{-7}	1,393	1,393	1,392	1,378	$1{,}013\times10^{1}$
2	1,485	1,485	1,484	1,479	1,371
1	1,554	1,554	1,554	1,551	1,513
5×10^{-8}	1,623	1,623	1,623	1,622	1,605
2	1,705	1,705	1,705	1,714	1,708
1	1,784	1,784	1,784	1,784	1,781

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

H — напор подземных вод,
S — понижение напора,
m — мощность пласта,
n — пористость породы,
ε — коэффициент пористости,
k — коэффициент фильтрации,
ν — коэффициент кинематической вязкости,
g — ускорение силы тяжести,
μ — коэффициент гравитационной емкости (водоотдачи),
η^* — коэффициент упругой емкости породы,
μ^* — коэффициент упругой емкости (водоотдачи) пласта,
Q — расход откачки или закачки,
T — проводимость (водопроводимость) пласта,
B — параметр (фактор) перетекания,
$a = T/\mu^* = k/\eta^*$ — коэффициент пьезопроводности,
l — длина рабочей части скважины,
x, y, z — декартовы координаты,
r — радиальная координата,
t — время,
r_c^0 и r_c — геометрический и расчетный радиусы скважины (фильтра),
$\bar{S}$ — интегральное изображение функции S по Лапласу-Карсону,
t_p — параметр преобразования Лапласа-Карсона.

Безнапорный поток 37, 44

Водоотдача гравитационная 13
— упругая 21
Восстановление уровня 23, 82
Время запаздывания 104
Гетерогенные пласты 41, 43

Граничные условия 41
Графики прослеживания 61

Датчики давления 72
Двухслойный пласт 41
Диагностика ОФР 4, 62

Емкость гравитационная 13
— двойная 21
— упругая 18
Зона эффективного влияния 34

Инерционность наблюдательных скважин 36 232
Интегральные преобразования Лапласа — Карсона 51
Источники-стоки линейные 49
— точечные 46

Капиллярная зона 13
Критерий калибрации 288
Коэффициент влияния 279
— перетекания 90
— сопротивления труб 213
— упругоемкости 19
— фильтрации 7

Макронеоднородность 254
Масштабы опробования 30
Масштабные эффекты 34
Мезонеоднородность 253
Метод отражений 47
— интегральных соотношений 56
Микронеоднородность 253

Обратные задачи 266
Операционный метод 55

Порядок неоднородности 28
Предпосылки перетекания 90

Радиус (область) эффективного влияния откачки 34
Расходометрия 228
Режим снижения уровней — гравитационный 157
— квазистационарный 37
— ложностационарный 157
— нестационарный 37
— упругий 32
Режим фильтрации — упругий 32
Резистивиметрия 229

Скин — эффект 40, 241
Слоистый пласт 43, 97
Способ эталонной кривой 58
— прямой линии 59

Чувствительность 289

Экспресс опробования 30

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Теоретические основы опытно-фильтрационных работ

Глава 1. Фильтрационные свойства горных пород 6

§ 1. Основной закон фильтрации и проницаемость горных пород 6
§ 2. Емкость водоносных пластов 12
§ 3. Пространственная изменчивость показателей геофильтрационных свойств 23

Глава 2. Гидродинамические основы опытно-фильтрационных исследований . . . 30

§ 1. Общая гидродинамическая характеристика опытно-фильтрационных опробований 30
§ 2. Основные расчетные схемы 36
§ 3. Исходная математическая модель и общие методы фильтрационных расчетов скважин 45
§ 4. Фильтрационные расчеты скважин методами интегральных преобразований 51

Глава 3. Принципы интерпретации опытно-фильтрационных работ 57

§ 1. Общие представления о способах обработки данных опытно-фильтрационных работ 58
§ 2. Принципы диагностики опытно-фильтрационных работ 62
§ 3. Принципы постановки и проведения опытно-фильтрационных работ 68

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Методы интерпретации опытно-фильтрационных опробований

Глава 4. Расчетные зависимости для совершенных скважин в напорных пластах 76

§ 1. Изолированный напорный пласт 76
§ 2. Гетерогенные напорные системы 90

Глава 5. Обработка опробований совершенных скважин в напорных пластах . . 104

§ 1. Изолированный однородный напорный пласт (схема I) 104
§ 2. Пласт с перетеканием (схема II-1) 113
§ 3. Гетерогенные пласты (схема II-2) 128
§ 4. Особенности интерпретации откачек в планово-неоднородных пластах . . . 139
§ 5. Диагностика откачек из совершенных скважин в напорных пластах . . . 146

Глава 6. Откачки из совершенных скважин в безнапорном потоке 153

§ 1. Откачки в двухслойном пласте 154
§ 2. Откачки в относительно однородных пластах 161
§ 3. Откачки вблизи реки 172

Глава 7. Несовершенные скважины 179
§ 1. Исходные расчетные зависимости 180
§ 2. Интерпретация кустовых откачек в однородных пластах 191
§ 3. Анизотропные и неоднородные пласты 201

Глава 8. Опробование одиночных скважин 209
§ 1. Поток в скважине и прискважинной зоне 210
§ 2. Построение индикаторных графиков при стационарном (квазистационарном) режиме 214
§ 3. Нестационарный режим в совершенной скважине 218
§ 4. Нестационарный режим в несовершенной скважине 224
§ 5. Гидрогеофизические методы опытно-фильтрационных опробований одиночных скважин 227
§ 6. Опробование наблюдательных скважин 232
§ 7. Оценка результатов и эффективности одиночных опытных опробований 241

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

Изучение пространственной геофильтрационной изменчивости

Глава 9. Анализ пространственной изменчивости геофильтрационных параметров по результатам опытных опробований 247
§ 1. Возможности статистического анализа результатов опытно-фильтрационных работ 247
§ 2. Расчетные геофильтрационные параметры как обобщение совокупности локальных определений 253
§ 3. О принципах обоснования целесообразных объемов опытно-фильтрационных работ в связи с фильтрационной неоднородностью 259

Глава 10. Изучение пространственной изменчивости геофильтрационных параметров по данным опытно-фильтрационных наблюдений (обратные задачи динамики подземных вод) 265
§ 1. Общие представления об обратных задачах геофильтрации 267
§ 2. Прямые методы решения обратных задач 272
§ 3. Принципы решения обратных задач итеративными методами целенаправленного поиска 280
§ 4. Об эффективности и перспективах исследований по идентификации водоносных систем 292
Заключение 297
Список литературы 299
Приложения 312
Предметный указатель 323

ИБ № 1084

Валерий Александрович Мироненко,
Всеволод Михайлович Шестаков

Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ

Переплет художника *К. В. Голикова*
Редактор издательства *Л. Г. Китаенко*
Технический редактор *Л. Г. Лаврентьева*
Корректор *Э. А. Ляхова*

Сдано в набор 12.01.78. Подписано в печать 28.08.78.
Т-16627. Формат 70 × 100/16. Бумага № 3.
Гарнитура обыкн. Печать высокая
Печ. л. 20,5. Усл. п. л. 26,5. Уч.-изд. л. 25,86.
Тираж 2600 экз. Заказ 742/6237—2 Цена 4 р. 30 к.

Издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В издательстве «Недра» готовятся к печати новые книги

БОРЕВСКИЙ Б. В., САМСОНОВ Б. Г., ЯЗВИН Л. С. Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. 2-е изд., перераб. и доп. 20 л. 1 р. 40 к.

В книге изложена методика обработки и интерпретации результатов опытных работ на основе прослеживания изменения уровня во времени и по площади водоносного горизонта. Приводится характеристика режимов подземных вод при откачках и разработанных с учетом этого принципов интерпретации опытных работ в условиях напорного неограниченного и ограниченного зернистого горизонта. Рассматриваются особенности интерпретации результатов опытных работ с учетом специфики гидрогеологических условий опробуемого участка. Описываются особенности качественной и количественной интерпретации закономерностей изменения уровня и дебита при длительных возмущениях (опытно-эксплуатационных откачках, разведочном водоотливе, эксплуатации водозаборов). Даются рекомендации по постановке и проведению опытных работ и учету естественных колебаний уровня при обработке их результатов.

В новом издании (1 изд. — 1973) предусматривается значительное расширение главы, посвященной обработке данных опытных работ в приречных районах.

Книга рассчитана на гидрогеологов, занимающихся поисками, разведкой и оценкой запасов подземных вод для водоснабжения и орошения.

КУЛИК В. Я. Прикладные расчеты на ЭЦВМ влагопереноса в зоне аэрации. 10 л. 55 к.

В книге описан простейший комплекс методов, применяющихся при анализе и расчете на ЭЦВМ, миграции влаги в условиях неполного насыщения грунтов водой. Рассматриваются простейшие математические модели процесса, упрощенная методика определения гидрофизических характеристик грунтов, алгоритмы, применяемые для

вычислений на малых и средних ЭЦВМ. На конкретных примерах показаны возможности использования расчетов для усовершенствования методики наблюдений, изысканий, анализа и прикладных расчетов. Описаны способы сравнения расчетов на ЭЦВМ с наблюдениями и зависимость точности расчетов от качества исходных данных. Изложение этого материала ведется с минимальным использованием математического аппарата и терминологии.

Книга рассчитана на гидрогеологов, геофизиков и специалистов смежных профессий. Она может быть также использована преподавателями и студентами.

СТЕПАНОВ В. М. Гидрогеологические структуры Забайкалья. 12 л. 1 р. 80 к.

В книге охарактеризованы гидрогеологические структуры горных сооружений, межгорных впадин и обводненных разломов Забайкалья, выделенные в соответствии с основными геоструктурными элементами. Характеристика гидрогеологических структур дается на основании анализа условий распределения (динамики) подземных вод, формирования их ресурсов и состава.

Автором рассматривается зависимость формирования подземных вод в структурах горных сооружений от многих факторов: климата, рельефа, горных пород и продуктов их выветривания, почв, растительности и т. д. При этом установлено определяющее влияние процессов, сопровождающих формирование коры выветривания горных пород. Рассмотрены особенности обводнения некоторых типов месторождений полезных ископаемых, условия применимости гидрогеохимического метода поисков, а также перспективы использования подземных вод различных гидрогеологических структур для решения народнохозяйственных задач.

Книга рассчитана на геологов, гидрогеологов, геофизиков и может быть использована как учебное пособие для студентов геологической специальности.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга-почтой» магазинов:
№ 17 — 199178. Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;
№ 59 — 127. Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»