АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПОЧВЫ СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
DOKUCHAEV SOIL INSTITUTE

SOILS OF THE USSR

Edited by L. I. PRASOLOV, Member of Academy

EUROPEAN PART OF THE USSR

Vol. I

CONDITIONS OF SOIL FORMATION AND CHARACTERISTICS OF THE MAIN TYPES OF SOILS

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR PUBLISHING HOUSE
MOSCOW 1939 LENINGRAD

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА

ПОЧВЫ СССР

Под редакцией акад. Л. И. ПРАСОЛОВА

ЕВРОПЕЙСКАЯ ЧАСТЬ СССР

Том I

УСЛОВИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ ПОЧВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1939 ЛЕНИНГРАД

Ответственный редактор
Директор Почвенного института
акад. Л. И. Прасолов

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 6

Акад. Л. И. Прасолов (при участии И. П. Герасимова). Генетические типы почв и почвенные области Европейской части СССР 9

И. П. Герасимов. Рельеф и поверхностные отложения Европейской части СССР. 27

Е. М. Лавренко и А. В. Проворовский. Растительность Европейской части СССР 101

А. А. Роде. Образование подзолистых почв 157

Проф. И. В. Тюрин. Почвы лесостепи 187

Акад. Л. И. Прасолов. Черновем как тип почвообразования 225

Акад. Л. И. Прасолов и И. Н. Антипов-Каратаев. Каштановые почвы 261

В. А. Ковда. Солонцы 299

Е. Н. Иванова. Генезис и эволюция засоленных почв в связи с географической средой 349

ПРЕДИСЛОВИЕ

Социалистическая реконструкция сельского хозяйства и громадный размах всего советского строительства первой и второй пятилеток поставили перед почвоведами ряд новых задач и дали возможность широко развернуть изучение почв на всей территории СССР и по всем отделам почвоведения. В десятилетие 1927—1937 гг. были поставлены и частично разрешены следующие крупнейшие жизненные проблемы, связанные с географическим изучением почв.

1) Учет земельных фондов Союза для освоения и мелиораций.

2) Освоение Крайнего Севера: почвы тундры, северные пределы земледелия, оленьи пастбища, граница вечной мерзлоты.

3) Продвижение земледелия на север, превращение потребляющих районов в производящие, изучение условий возделывания технических культур (лен и др.) в северных районах СССР, учет и использование болот.

4) Механизация земледелия и дифференцированная агротехника.

5) Химизация земледелия.

6) Проблема Волго-Каспия, энергетическое строительство на Верхней Волге и водный режим северных почв.

7) Ирригация Заволжья и солевой режим южных почв.

8) Проблема Урало-Кузбасса и снабжения новых индустриальных центров.

9) Освоение пустынь.

10) Проблема южных технических культур, борьба с засолением почв при орошении, химизация хлопководства.

11) Проблема субтропиков.

12) Проблема охраны природы. Заповедники как опорные станции для изучения почв, растительности и др.

13) Почвоведение в разрешении геохимических проблем: соленакопление в озерах, образование отложений серы, селитры, бокситов.

14) Почва и почвенные процессы в строительстве дорог, каналов и других сооружений.

15) Эрозия почв и борьба с нею.

По всем этим проблемам были предприняты обширные исследовательские работы, давшие много новых материалов: новые более точные почвенные карты отдельных районов, краев и республик, новые понятия о почвенных процессах.

Естественно, что возникла потребность в общей сводке этих материалов и в согласовании их с установившимися в науке и в практике данными. Эта потребность вытекает прежде всего из необходимости внести единство в дальнейшие исследования, используя новые точки зрения на географию и генезис почв. Кроме того, велика потребность в общем руководстве по географии почв нашей страны для целей прикладных и учебных, для подготовки кадров по всем отраслям земледелия и мелиорации, а также для сельскохозяйственного планирования.

До сих пор общий обзор почв союзной территории имелся только в труде акад. К. Д. Глинки «Почвы России и прилегающих стран» (изд. 1923 г., 348 стр.), в котором большая часть посвящена описанию почв Азиатской части территории на основании преимущественно материалов экспедиций б. Переселенческого управления 1908—1914 гг. Кроме того, имеется ряд новых, но весьма кратких обзоров в учебниках и в специальных изданиях, как например, наши очерки в издании «Растениеводство СССР» (1933 г.) и в приложении к «Атласу промышленности» (1930 г.). Но эти очерки по краткости и по охвату в настоящее время уже недостаточны и нуждаются в переработке.

Необходимо принять во внимание, что указанные выше проблемы народного хозяйства в значительной части переходят и в III пятилетку. Общим выражением их является задача, указанная товарищем Сталиным, — о ежегодном производстве зерна в размере 7—8 миллиардов пудов.

Для осуществления этого использование всех накопленных данных о почвах, переработка классификации и практической диагностики почв по всем областям Союза в географическом разрезе является неотложной задачей. Удовлетворить эту потребность в отношении географического обзора почв по современным материалам и составляет задачу предпринятого нами издания «Почвы СССР».

Его содержание определяется целью служить прежде всего основой для количественной и качественной характеристики земельного фонда, а потому заключается не в разработке теоретических вопросов почвоведения, но преимущественно в обобщенном описании почв и естественных почвенных районов.

Это описание должно служить также общим объяснительным текстом к новой почвенной карте СССР, подготовляемой к печати в масштабе одна миллионная на отдельных листах от 44° до 60° северной широты по Европейской части СССР; в масштабе 1 : 2 500 000 в виде одной общей карты для всей Европейской территории вместе с Кавказом и в масштабе 1:5000 000 для всей территории СССР.

Предлагаемая первая часть издания «Почвы СССР», посвященная Европейской территории СССР, состоит из трех томов. Том I содержит общую характеристику главных типов почвообразования и почвообразующих условий, том II — описание почв и почвенных районов северных лесных областей, том III — описание почв и почвенных районов лесостепных и степных областей. Необходимо оговорить при этом, что в данном содержании допущены два ограничения. В характеристике типов почвообразования опущена глава о типе болотных и луговых почв и о «дерновом процессе», так как по этому предмету имеются в литературе такие новые компетентные сводки, как работы Сукачева, Доктуровского и других болото- и луговедов,

а также оригинальные очерки в трудах акад. В. Р. Вильямса. Вот почему новая переработка этого вопроса в географическом разрезе составляет особую сложную задачу.

Второе ограничение касается агрономической характеристики почв. Дать такую характеристику в обобщенном виде для всех почв и районов в настоящее время не оказалось возможным, так как по своему объему и специальному содержанию она должна была бы выйти далеко за рамки данного обзора, и без того значительно превысившего первоначально намеченные размеры, и так как редакция издания не считала возможным воспользоваться для этой цели какими-либо частными некоординированными агрономическими показателями. Поэтому пришлось ограничиться в характеристике почв и почвенных районов лишь приведением данных о сельскохозяйственном использовании их с добавлением некоторых данных так называемых диагностических анализов на кислотность, емкость поглощения и т. д.

Указанные вопросы, неполучившие детального освещения в первых 3 томах издания «Почвы СССР», будут разработаны в следующих томах этого издания, написание которых Почвенный институт ставит в свой тематический план на третью пятилетку. При этом имеется ввиду отдельный том посвятить агрономической характеристике почв и методам повышения их производительности.

Составление первой части издания «Почвы СССР» выполнено в период 1934—1937 гг. коллективом авторов, объединенным в Отделе географии и картографии почв Почвенного института Академии Наук под моим руководством. Кроме постоянных сотрудников Отдела И. П. Герасимова, Ю. А. Ливеровского, С. С. Соболева и Н. Н. Розова, в этой работе приняли участие также сотрудники других отделов института: И. Н. Антипов-Каратаев, И. В. Тюрин, А. А. Роде, А. А. Завалишин и В. А. Ковда, а также привлеченные из других учреждений авторы: С. А. Захаров, Г. А. Маландин, Н. Л. Благовидов, Е. М. Лавренко, Л. Л. Ножин, О. Н. Михайловская и А. В. Прозоровский.

Привлечением такого большого коллектива авторов имелось в виду достигнуть, с одной стороны, ускорения работ, а с другой — извлечения новых материалов из оригинальных исследований авторов и использования их специальной осведомленности по данному разделу работы или по определенной части территории.

Но обеспечивая оригинальность и содержательность труда такая коллективная работа, естественно, не могла не внести некоторую неоднородность изложения и может быть недостаточное единство всех выводов.

Редакция всего издания проведена мной и И. П. Герасимовым.

К качестве главного редактора и руководителя считаю своим долгом выразить здесь глубокую признательность всем товарищам, внесшим свою долю в этот коллективный труд, а также Издательству Академии Наук, пошедшему навстречу в его осуществлении и опубликовании.

Июль 1937 г. *Акад. Л. Прасолов.*

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

П О Ч В Е Н Н Ы Й И Н С Т И Т У Т И М. В. В. Д О К У Ч А Е В А

Акад. Л. И. ПРАСОЛОВ

(при участии И. П. Герасимова)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОЧВ И ПОЧВЕННЫЕ ОБЛАСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ О ПОЧВЕ

Наши представления о почве как особом естественном теле и как объекте народного хозяйства и его производительной силе слагаются из двоякого рода понятий: систематических и географических. Изучая почву, как массу и как совокупность постоянно идущих в ней процессов преобразования и перемещения вещества, мы стараемся привести наши сведения в систему, основанную на сущности этих процессов и на происхождении почвенных масс. Каждая конкретная почва определяется положением, которое она занимает в этой системе или классификации. В то же время, всякая почва мыслится как часть пространства, неразрывно связанная с определенным местом и со всем миром окружающих явлений. Можно взять какое угодно количество почвы и изучать его независимо от природной среды и всей остальной массы, но это уже не будет естественная почва со всеми идущими в ней процессами, вовлекаемая в хозяйственный оборот и дающая ту или иную продукцию культурной или дикой растительности.

Вегетационные опыты в сосудах и разного рода анализы почв в лаборатории очень важны и необходимы, но они не позволяют понять почвенные процессы во всей их сложности и полноте, а потому далеко не удовлетворяют задаче овладения этими процессами для целей производства.

Понятия о почвенных процессах и свойствах почвенных масс неразрывно связываются с географией почв и с их пространственной динамикой. Но это не значит, что систематические понятия о стадиях или типах почвообразования можно подменять понятиями географическими или экологическими. Неправильно часто встречающееся в почвенной литературе отождествление пространственной динамики почв со стадиями их изменения во времени, например, в комплексах почв, связанных с мелкими формами рельефа, когда почвы впадин рельефа рассматриваются, как более зрелые стадии, а почвы окружающего их пространства, как молодые стадии того же процесса, между тем как разница почв в этих случаях связана не только с развитием процесса во времени, но и с различием условий увлаж-

нения и других. В то же время нельзя отрицать, что географический анализ явлений почвообразования при помощи профилей и карт дает не только учет занятых разными почвами площадей, но и разъясняет причинные связи этих явлений. Более того, только географические сопоставления с надлежащим учетом всех факторов позволяют использовать неисчерпаемые варианты и длительность опыта самой природы в творении типов и видов почв.

Мы наблюдаем в природе, с одной стороны, постоянную изменчивость почв в пространстве и во времени, а с другой—известную повторяемость и устойчивость их сочетаний, позволяющую сводить все разнообразие к немногим систематическим группам и географическим подразделениям.

Каковы эти группы и подразделения на Европейской территории Союза ССР, изложено в двух частях этой книги. Здесь в нашем введении следует еще объяснить общие принципы принимаемого нами деления.

2. ПОНЯТИЕ О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ПОЧВ

В нашей стране со времени последних работ В. В. Докучаева и Н. М. Сибирцева, т. е. с конца девяностых годов XIX века, в основу классификации и картографии почв принято класть понятие о «генетическом типе» почв. Это же понятие входит теперь во всеобщее употребление в мировой литературе, причем в иностранную номенклатуру русские названия типов перенесены без изменения: чернозем (chernosem), подзол (podsol), солонец (solonetz). Однако в содержании этого понятия и его объеме далеко еще нет единства в нашей и в иностранной литературе.

К настоящее время (1937 г.), по согласованию номенклатуры, произведенному специальной комиссией почвоведов зимой 1935 г., предложено считать тип почвы понятием широким и общим, соответствующим основным крупным подразделениям почв, таким как зональные типы Сибирцева (чернозем, подзол, и др.) или соответствующие им «стадии» основных процессов почвообразования в новых классификациях. О широте или объеме термина «тип» в таком понимании дает представление многообразие известных нам форм, в которых встречаются черноземы или подзолистые почвы. Напротив в терминологии, которой пользуется Американское федеративное бюро почв (в изложении Марбута, 1935 г.), типом обозначаются мелкие первичные подразделения, в которые соединяются почвы одного механического состава и одного строения профиля. Свои типы американские почвоведы соединяют в многочисленные местные серии, называемые обычно именами местностей, где в первый раз была встречена соответствующая группа почв. Таких серий выделено уже несколько сотен. Марбут соединяет их в «большие мировые группы» — чернозем, подзол и др.

Но понятие «генетический тип» почвы определяется не только формально со стороны его положения в системе всех подразделений почв. Более важна для нас сущность природных явлений, свойств почв и идущих в них процессов, по которым отделяются генетические типы почв один от другого. Ясно что такими определяющими почвенные типы свойствами и процессами, являются наиболе существенные общие моменты природы почв. Они обусловливают различные качества почв как естественной производительной силы и определенное положение почв в пространстве.

Поскольку образование и свойства всякой почвы представляют результат сочетания процессов биогенной миграции и аккумуляции веществ с про-

цессами геофизическими и геохимическими (выветривание, денудация поверхности, образование рыхлого покрова наносов, миграция продуктов выветривания, действие грунтовых вод и др.), все почвы разделяются на два ряда: элювиальный и гидроморфный.

В первом почвообразование сопровождается постоянным выносом продуктов выветривания нисходящими токами почвенных вод, во втором — этот процесс временно или постоянно сочетается с обратным действием грунтовых или поверхностных вод.

Оба ряда дают различные типы сочетания биогенных и геологических процессов, выражаемых в различных стадиях и формах эволюции почвенных масс. Из них главные типы элювиального ряда связаны преимущественно с распределением тепла и влаги (гидротермическим фактором) на земной поверхности в зависимости, с одной стороны, от солярного климата данного места и движения атмосферы и, с другой — от различных местных факторов. Эти главные типы более или менее соответствуют «зональным» типам почв классификации Н. М. Сибирцева. Они имеют широкое распространение и преобладающее значение в народном хозяйстве. Элювиальный ряд охватывает следующие группы и типы почвообразования.

1. Почвы влажных (гумидных) областей (холодных, теплых и жарких) с наиболее выраженным элювиальным процессом, но с ослабленной гумификацией вследствие сильного разложения и гидролиза органических остатков, каковы: подзолистые и дерново-подзолистые почвы, бурые лесные почвы, субтропические и тропические красноземы (и близкие к ним почвы аллитного выветривания), горнолуговые почвы (альпийской зоны).

2. Почвы переходных (субгумидных и субаридных) областей, где элювиальный процесс ослабляется, ограничиваясь преимущественно выщелачиванием простых солей (карбонатов, сульфатов, хлоридов, нитратов), но сопровождается более сильной гумификацией, а именно черноземы и переходные к ним почвы широколиственных лесов средних широт, а также горнолуговые почвы субальпийской зоны.

3. Почвы сухих (аридных и экстрааридных) областей, где элювиальный процесс и гумификация выражены в слабой степени, ограничиваясь большей частью только поверхностным горизонтом и неполным выщелачиванием щелочных солей, каковы почвы каштановые, бурые и серые (сероземы) сухих степей и пустынно-степных областей.

Подразделения этих трех названных здесь групп и других возможных, но точно не установленных, и представляют в нашем понимании о с н о в н ы е г е н е т и ч е с к и е т и п ы п о ч в. Нужно подчеркнуть, что каждый такой тип есть суммарное общее понятие о большом ряде конкретных почв, объединяемом некоторыми общими свойствами, и что все эти типы связаны между собой (и с типами гидроморфного ряда) переходными формами и стадиями. Там, где в этих переходах количественные показатели меняются до степени, меняющей существенно качество, устанавливается систематическая граница типа. Те конкретные почвы, которые наиболее отвечают количественно-качественным показателям типа, и называются типичными, в отличие от переходных или неполных форм.

Почвы гидроморфного ряда также разделяются на некоторые основные группы и генетические типы, а именно:

1) группу почв болотно-луговых и

2) группу солонцово-солончаковых почв.

В той и другой из этих групп есть почвы переходные к элювиальному ряду, например: луговые почвы, солонцы, осолоделые почвы («солоди»). В свою очередь, в типах элювиального ряда есть многообразные переходы к гидроморфному ряду, а именно: глее-подзолистые почвы, солонцеватые черноземы, долинные черноземы и другие.

Из всего этого достаточно ясно видны сущность понятия «генетический тип» почвы и его положение во всей системе исторических, генетических и географических представлений о почве и формирующих ее процессах и в принятой большинством советских почвоведов классификации. Из всего сказанного также ясно вытекает, что наши генетические типы почв только в переносном смысле (в порядке известной абстракции) могут быть отождествлены со стадиями развития почвообразовательного процесса (элювиального или гидроморфного). В своем конкретном выражении они представляют собой условно стабильные формы почвенных масс, обособляющихся под влиянием специфических комбинаций почвообразующих факторов. Стабильность этих форм условна, поскольку всем им присуща тенденция к дальнейшему развитию и все они имеют соответствующих предшественников.

«Те почвенные зоны и типы почв, — говорит акад. В. Р. Вильямс (1927 г.), — которые мы отличаем, представляются кажущимися нам статическими моментами одного колоссального динамического процесса». Во всяком случае, живая и цельная в своей природе почва мыслится не только во времени, но и в пространстве, не только как процесс, но и как масса вещества.

С точки зрения развитых здесь представлений не может быть речи о том, что главные генетические типы почв есть только «климатические типы» или вообще экологические группы, как это представляют себе многие русские и иностранные комментаторы идей В. В. Докучаева и его учеников.

Генетическое почвоведение в нашей стране, следуя идеям В. В. Докучаева и его учеников, накопило громадное количество всякого рода аналитических данных и наблюдений стационарного характера для характеристики естественных типов почв и их подразделений. К. Д. Глинка, которого больше всего обвиняют в увлечении «климатическими типами» и которому больше всего обязана генетическая школа распространением ее взглядов за границей, едва ли не более других трудился над систематизацией анализов почв и, как минералог, сам много сделал для выяснения химизма минеральной части почв. Поэтому только недоразумением можно объяснить утверждение Марбута в его последней работе (1935 г.) о почвах Соединенных Штатов Америки о приоритете в группировке почв большой территории «на основании только характеристики профилей почв безотносительно к географическому распределению или климатическим, геологическим, ботаническим или другим, но не почвенным чертам». Излагая историю построения этой группировки, Марбут указывает, что первая попытка объединить географические серии американской классификации была сделана в виде построения карты провинций (1909 г.) на основе частью геологии, частью физиографии, частью общих географических областей, и затем приложения таких провинций для группировки почв. «После того, как обнаружилась неудовлетворительность такой кассификации (в 1915 г.),—говорит далее Марбут,—стали известны в первый раз в немецких переводах результаты русских работ последней четверти XIX столетия и первого десятилетия XX. Эти работы явились крупным вкладом в мировую науку...»

Сначала американские почвоведы думали, что русская система может быть приложена к США, но после некоторых попыток в этом направлении выяснили, что условия Северной Америки во многом отличаются от условий нашей страны. По выражению Марбута, «было очевидно, что в основных чертах русская классификационная система имеет здоровое основание», но, познакомившись с ней ближе и накопив в это время много данных для характеристики американских почв, американские почвоведы нашли ее только частично приложимой, «так как русская классификация или, по крайней мере, ее объяснение, основано на чертах климата».

Тем не менее, после этого в своей работе Марбут принял для объединения американских географических серий следующие группы почв (равные нашим генетическим типам): подзолы, серо-бурые подзолистые почвы, красные почвы, желтые почвы, почвы прерий, черноземы, темнобурые почвы, бурые почвы и серые почвы (сероземы), соединяя их в две еще бо́льшие группы, названные им «pedalfers» и «pedocals», т. е. в буквальном значении, «почвы железисто-алюминиевые» и «почвы кальциевые».

Эти две группы соответствуют основным группам Гедройца: почвы насыщенные и ненасыщенные. Кроме того, Марбут разделяет каждый тип из группы «pedocals» на южный и северный подтипы, представляющие подобие зональным подтипам.

Таким образом, докучаевский генетический принцип оказался вполне приложимым в Северной Америке и в последнее время получил применение во всех странах Старого и Нового Света, позволяя объединить все главные подразделения почв в одну понятную всем систему генетических типов. Такое объединение сделано в классификации Зигмонда (1933) и затем разработано нами в легенде новой мировой почвенной карты Большого советского атласа мира (1937).

3. ПОЧВЕННЫЕ ЗОНЫ И ОБЛАСТИ

На громадном пространстве Европейской территории Союза ССР наблюдаются почвы почти всех генетических типов, какие известны в других странах, начиная с арктических вечно мерзлых почв, едва оживающих с поверхности, и кончая яркими почвами влажных субтропиков, где каменные материнские породы разрушаются до конца и на большую глубину в избытке тепла и влаги.

Эта полнота ряда почвообразования естественно связывается прежде всего с величиной пространства, измеряемого по широте между крайними точками (на материке) тридцатью двумя градусами (от 70° до 38° с. ш.) и расстоянием около 3550 км, при общей площади (вместе с Кавказом и Закавказьем) в 4 810 000 км², и с обусловленными этим общими для всех стран разницами в распределении солнечной энергии. Вместе с тем наши восточноевропейские равнины несут в характере и распределении почв свои особые черты. В разнообразных сочетаниях естественных типов и разновидностей почв, чередующихся в сложном узоре в зависимости от местного распределения тепла и влаги, материнских пород и живой природы, следуя в то же время логике развития внутренних процессов почвообразования, замечаются определенные закономерности, свойственные преимущественно нашей стране. С одной стороны, мы наблюдаем здесь большую постепенность в переходах между различными сочетаниями почв и повторение сходных,

как будто совершенно однородных на больших расстояниях, сочетаний, каковы, например, громадные полосы сочетаний подзолов и болот северной лесной зоны, занявших половину нашей территории, и столь же широко раскинувшиеся по широте и долготе южные степные зоны. С другой стороны, эти постепенные переходы связывают сочетания почв, глубоко различные, можно сказать, противоположные в своих крайних точках. Поэтому восточноевропейские равнины и стали родиной зонально-климатической теории почвообразования и естественных генетических типов почв.

Уже первые общие карты почв Европейской России, составленные во второй половине прошлого столетия (например, карта акад. Веселовского, 1851 г.), дали представление об очертаниях черноземной зоны и позволили связывать их с климатическими линиями. Исследования В. В. Докучаева в семидесятых и восьмидесятых годах привели его к убеждению в закономерной и постепенной смене черноземов к северу и к югу, выраженной в виде изогумусовых полос, и затем приведших к теории почвенных и ландшафтных зон.

«Уже из самого определения почвы, — говорит В. В. Докучаев, — как результата совокупной деятельности известных почвообразователей, следует, что она должна распространяться по земной поверхности порайонно и соответственно тем зонам, в какие укладываются дикая растительность, животные, климат, отчасти материнские горные породы и пр.»

В. В. Докучаев набросал первую схему почвенных зон земного шара (демонстрированную на всемирной Колумбийской выставке 1893 г.).

На этой схеме выделены пять широтных (горизонтальных) зон:

1) бореальная почвенная или тундровая зона,

2) зона подзола — лесная таежная,

3) зона черноземной степи,

4) зона лёссовых почв (аэральная), сопровождаемых песчаными, каменистыми и солончаковыми пространствами, и

5) зона краснозема или латерита.

В той же последовательности, по Докучаеву, сменяются почвы по высоте в горных областях, составляя вертикальные почвенные зоны.

Одновременно Н. М. Сибирцев (1893) в докладе VII Международному геологическому конгрессу развил идею зональности почв в своей таблице «Классификации почв в применении к России» и на «Схематической почвенной карте Европейской России». Н. М. Сибирцев выделил шесть «зональных» типов почв:

1) атмосферно-пылевой (эолово-лёссовые почвы),

2) пустынно-степной (почвы сухих степей),

3) черноземный,

4) чернолесный (лесостепные и лесные земли),

5) дерново-подзолистый (почвы дерновые в разной степени оподзоленные), и

6) тундровый тип.

Выделяя, кроме этого, «интразональные» и «азональные» почвы, Н. М. Сибирцев подчеркивал, что... «зональность типов почв есть только схема, только общая картина почвенного лика земли, относящаяся, по-преимуществу, к равнинным и полуравнинным территориям. В действительности ни один зональный тип не облекает материковой поверхности в виде сплошного пояса. Все они залегают прерывистыми лентами и пятнами, то расплы-

ваясь на огромную широту, то суживаясь, то, наконец, забрасываясь островками в стороны от главных зон. Полнота и строгая географическая последовательность этих последних часто нарушается вмешательством различных местных орографических, геологических и климатических особенностей».

Как известно, в это же время зависимость почв и процессов выветривания от климата была установлена для Северной Америки Гильгардом (1906) и указывалась в некоторых общегеографических работах (Рихтгофена, Вальтера и других).

Позднее западноевропейские почвоведы и климатологи пытались выразить эту зависимость численными коэффициентами. Р. Ланг (1920) нашел некоторое соответствие между главными типами почв и гидротермическими фактором (Regenfaktor), выраженным формулой $\frac{N}{t}$, где N — среднее годовое количество осадков в мм, t — средняя годовая температура. По этой формуле граница между подзолами и черноземами соответствует $\frac{N}{t}=160$, между латеритами и почвами пустынь $\frac{N}{t}=40$.

Для стран с холодной и продолжительной зимой Ланг предложил в той же формуле вместо средней годовой температуры брать частные от делений суммы температур теплых месяцев на 12. По этому способу С. С. Неуструев (1930) получил для зон СССР следующие средние величины гидротермического фактора:

для зоны подзолистых почв	>70
» » черноземных »	40—50
» » каштановых »	25—40
» » сероземов »	20—30

А. Мейер (1926) нашел более правильным выражать этот фактор величиной дефицита увлажнения, получаемой от деления годовой суммы осадков на величину недонасыщения воздуха влагой.

Для нашей территории Воейков и Броунов показали совпадение черноземной зоны с осью затропического максимума давления воздуха.

А. А. Каминский (1924), считая, что указанные выше коэффициенты Ланга и других авторов не представляют каких-либо физических величин, нашел связь зон климата, почв и растительности в ходе относительной влажности воздуха, взятой по наблюдениям в 13 час., в связи с температурой воздуха, и выделил по этому принципу 7 зон на территории Европейской части СССР.

Однако еще раньше стали накопляться наблюдения, указывающие на нарушение общей последовательности в зональной смене почв и на необходимость дополнить общую схему почвенно-климатических зон выделением почвенно-климатических провинций или фаций.

К 1912 г. К. Д. Глинка указал на замечательное нарушение зональности почв внедрением далеко к северу солонцов и каштановых почв в Забайкалье (долина Баргузина около 54° с. ш.) и в Якутии (долина Лены и Вилюя около 64° с. ш.).

В 1916 г. Л. И. Прасолов предложил выделить Приазовскую провинцию чернозема. «Провинциальные типы» почв намечались затем многими почвоведами. В 1933 г. И. П. Герасимов, развивая идею о почвенных провинциях, поставил вопрос о замене понятия о частных почвенно-

климатических зонах понятием почвенно-климатических фаций, намечая деление территории СССР на следующие фации:

1) восточносибирскую вечномерзлотную, подзолисто-солонцеватую,
2) центральноазиатскую пустынно-осолоделых почв,
3) дальневосточную подзолисто-болотную,
4) центральноказахстанскую солонцевато-степную,
5) западносибирскую (контактовую) степных осолоделых почв,
6) туранскую карбонатно-солончаковую,
7) средиземноморскую подзолисто-красноземную,
8) восточноевропейскую, условно нормальных почв,
9) арктическую.

Главная идея, лежащая в основании этого деления, формулируется И. П. Герасимовым так: «Климат, климатический режим создается самой землей, ее поверхностью, материей не пассивной, а высоко активной, меняющей так называемый солярный климат и воздействующей на него сильно и глубоко» (1933).

По мнению некоторых исследователей, зональные типы почв представляют только стадии единого процесса почвообразования и геохимического круговорота веществ, развитие которых в большей степени, чем климатом, определяется геоморфологическими условиями и историей каждой данной страны. В современной иностранной литературе теория почвенноклиматической зональности также подвергается критике с точки зрения взаимодействия факторов почвообразования.

Так, Штремме в статье о почвах Германии (1934) отличает факторы непосредственно действующие, как растительность (вообще живая природа), рельеф, скопления воды, материнские породы и деятельность человека, и факторы косвенно действующие, как климат и возраст.

«Климат и возраст, — пишет Штремме, — действуют постоянно вместе с другими факторами. Они ими модифицируются. Но, если они могут действовать в избытке, они кладут особую печать на тип почвы, причем климат всюду отражается, но в сравнении с другими факторами играет подчиненную роль. В каждом климате лес производит лесную почву, степь— степную»... После обсуждения влияния разных факторов, Штремме добавляет: «Недоступный непосредственному наблюдению климат всюду выражается в явлениях почвообразования, но при одинаковом климате всюду проявляются почвенные типы, вызванные водами, рельефом, ростом растений, животными, деятельностью человека, породами».

Такое толкование роли климата, по нашему мнению, слишком узко и основано на ряде недоразумений. Действие тепла и влаги на почву может быть непосредственное и прямое. Но и косвенное действие элементов климата (например, через рельеф или растительность) нельзя считать второстепенным. Кроме того, и рельеф и растительность в конечном итоге являются функцией солнечной энергии. Образование лёссов и континентальных равнин можно рассматривать как часть общего циклического процесса смены горизонтальных и вертикальных зон в пространстве и во времени.

Другие попытки точного сопоставления массовых данных о составе почв (например, отношения SiO_2 к Al_2O_3) с климатом подтвердили наличие корреляции между климатом и типами почв [например, в работах американских почвоведов Марбута (1928—1935), Робинзона (1924), затем Краузе

(E. Crowther) (1933) и H. Jenny (1929)]. В работах Гедройца, Вигнера и других о коллоидах почвы основные типы почвообразования также связываются с климатическими зонами.

Учение о непрерывной эволюции почв и едином процессе почвообразования вносит только элемент относительности в наблюдаемую картину распределения различных почв по лику земли, но не опровергает географических схем, основанных на очевидных фактах.

Накопление материалов по картографии почв во всех странах подтверждает общие схемы распределения почв в зависимости от климата. Но те и другие данные говорят о сложности этой корреляции, объясняемой совместным влиянием многих факторов и необходимостью поэтому новой переработки старых упрощенных схем почвенных зон и классификаций.

Нужно отвергнуть прежде всего представления о какой-либо неподвижности или абсолютном значении почвенных зон как фактора, определяющего распределение жизни на земле. И, конечно, нельзя рисовать почвенные зоны в виде правильных поясов, ограниченных параллелями подобно поясам климата в первоначальных учебниках географии. Точно так же нет надобности принимать особые «климатические» типы почв, как конкретные где-нибудь существующие почвы, а другие почвы считать азональными или «аклиматическими», т. е. отделять действие внешних физических сил от действия других составляющих всего процесса почвообразования и определять почвы по каким-нибудь несуществующим показателям вроде Regenfaktor Ланга и т. п.

Против таких представлений справедливо восстают критики зональной теории, хотя творцы этой теории мало повинны в такого рода вульгарных, ненаучных представлениях, как видно из помещенных выше выдержек. Но, с другой стороны, нельзя отвергать очевидных фактов соответствия распределения почв и растительности климату вообще и, в частности, широтному распределению солнечной энергии, получаемой земной поверхностью, а также высотным климатическим поясам горных областей.

Непрерывная эволюция почв, являющаяся закономерным следствием общегеологической эволюции земной поверхности, претворяется в разнообразных частных географических формах и в генетических типах почв. Эти последние в своих существенных и специфических свойствах ярко отражают влияние географической обстановки на процесс образования и развития почв. Мы легко находим признаки подобного тесного сопряжения почвы и географических факторов почвообразования, среди которых на одно из первых мест, в силу универсальности воздействия, мы должны поставить климат.

В то же время почвы, являясь поверхностным слоем коры выветривания, в своем образовании и уничтожении подчиняются общим законам денудации, т. е. законам развития поверхности земной суши. Эти общие законы денудационного процесса, являющегося необходимым звеном геологической эволюции, выражаются, в частности, в развитии на поверхности континентов элементов двоякого типа — *областей сноса* и *областей аккумуляции* (часто временных, так как областями длительной аккумуляции являются моря и озера). Влияние денудации почв на течение элювиального процесса сводится, во-первых, к замедлению, или торможению его, так как в процессе денудации подвергается удалению наиболее зрелая, выщелоченная верхняя часть почвы и к поверх-

ности непрерывно приближается более глубокая, менее промытая и вторично обогащенная продуктами вмыва, часть почвенной толщи. Во-вторых, любой, более или менее развитый почвенный слой является средой обитания большого количества растительных и животных организмов, существование, развитие и деятельность которых составляет элемент почвообразовательного процесса. С точки зрения элювиального процесса, т. е. процесса прогрессивного выщелачивания, роль биогенного фактора в почве сводится, как минимум, к его замедлению, торможению, вследствие постоянного перемешивания почвенной массы (животными) или перекачки зольных элементов питания растительности из корневой системы в наземные части.

Следует подчеркнуть, однако, что в обоих рассмотренных нами случаях денудация и биогенные элементы почвообразования не могут быть рассматриваемы только как элементарные тормозящие факторы в естественной эволюции почв и продуктов выветривания элювиального ряда. Не подлежит сомнению, что оба эти фактора способствуют приобретению почвами особых качественно специфических и разнообразных форм или географических вариантов.

Акад. В. Р. Вильямсу принадлежит учение о дерновом процессе и значении его в общей эволюции почв. Согласно этому учению развитие почв, даже в пределах так называемого элювиального ряда, может пойти по пути прогрессивного, биогенного накопления в почве элементов зольного питания. Во всяком случае, лесной (хвойный, таежный или широколиственный), луговой или степной тип растительности, по сути дела, обусловливают возникновение ряда специфических и отличных друг от друга почвенных типов как в систематическом, так и в географическом понятиях. Таким именно образом под воздействием различных факторов географической среды и создается взамен небольшого числа теоретически возможных историко-генетических категорий (фаз) почв элювиального ряда весьма значительное количество конкретных и разнообразных географо-систематических разновидностей почв.

Многочисленные почвенные разновидности естественно соединяются в группы по географическому признаку. Это вызывается тем обстоятельством, что как сам элювиальный процесс в отношении своей напряженности и скорости, так и энергия денудации и биогенной аккумуляции в почвах подвержены закономерным пространственным изменениям. Наиболее общим законом подобной пространственной изменчивости, одинаково заметным в распределении каждого из рассмотренных нами элементов почвообразования, является закон макроклиматических областей. Как было изложено выше, мы можем и должны различать почвы влажных (гумидных) областей (холодных, теплых и жарких) от почв сухих (аридных и экстрааридных) областей.

На ряду с двумя главными географическими группами почв мы должны еще выделить третью крупную группу — почвы переходных (субгумидных и субаридных) областей, для которой, очевидно, будет наиболее характерно большее разнообразие почвенных разновидностей, находящихся на разных этапах развития (по элювиальному ряду).

Схемы В. В. Докучаева и Н. М. Сибирцева можно принять только как первоначальные весьма приближенные представления об указанной зависимости. Обратная зависимость климата и, особенно так называемого микроклимата приповерхностных слоев атмосферы, от растительности, почв

и культурного воздействия человека, выдвигаемая для опровержения теории почвенных зон В. Р. Вильямсом и другими, должна быть принята во внимание, но она не погашает прямого влияния солнечной энергии и общего распределения климатов земли, тем более, что растительность сама по себе является только аккумулятором той же солнечной энергии.

Эволюция почв и всего лика земли во времени, в свою очередь, ведет к сдвигам широтных и других зон, оставляя свой отпечаток на наблюдаемой теперь географической последовательности распределения почв и растительности, как это видно на примере деградации черноземов или обратной регенерации их после уничтожения леса, а также из многих других примеров метаморфоза почв и реликтовых признаков в их строении. Сопряженность всех факторов почвообразования делает часто излишним вопрос о преобладающем или косвенном влиянии климата или какого-нибудь другого фактора или же о полном исключении одного из них. Мы можем только искать проявления действия каждого из них, сравнивая бесконечное разнообразие опытов самой природы и дополняя их своими экспериментами. В этом смысле и надо понимать примеры влияния климата на почвы с однородными материнскими породами, которые были неправильно поняты, как отрицание влияния материнских пород, несмотря на то, что последнее настолько самоочевидно, что не требует доказательств и особых изысканий.

Трактуя в указанном смысле почвенные зоны, мы должны, предполагать их сложную конфигурацию в виде цепи отдельных областей или провинций и простое деление зон сохранить только в самой общей схеме (преимущественно термических условий), тогда как в более реальных представлениях зоны могут быть заменены более сложной последовательностью почвенно-климатических фаций по принципу, предложенному И. П. Герасимовым. В настоящем очерке, ограниченном рамками описания почв Европейской части СССР, мы не можем, однако, ставить себе задачу рассмотрения вопроса о почвенных зонах и фациях всего СССР или Евразии в целом. Это откладывается нами до завершения обзора фактических данных по географии почв СССР. С другой стороны, однако, для целей систематизации описательного материала мы теперь же нуждаемся в обзорной схеме районирования Европейской части СССР, основанной на использовании современных материалов. Мы используем в этих целях разделение территории на отдельные почвенно-геоморфологические районы и области, т. е. сразу же прибегнем к районированию по одному из частных признаков, оставляя вопрос об обобщающих почвенных зонах и фациях СССР (районирование по высшим признакам), пока не рассмотренным.

4. РАЗДЕЛЕНИЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР НА ОБЛАСТИ И РАЙОНЫ[1]

Изучая географическое распределение почв и изображая его на почвенных картах, мы можем только в общей схеме представлять его в виде целых полос размером в десятки и сотни квадратных километров с преобладанием какого-либо одного типа почв. В действительности нигде нет такого места, где бы расстилалась на много километров одна какая-нибудь почва, и, выделяя контуры типов почв на мелкомасштабных картах, следует понимать их только как символы природных сложных комплексов и сочетаний.

[1] Это разделение разработано И. П. Герасимовым.

Увеличивая масштаб, мы постепенно развертываем эти общие символы и приближаемся к изображению реального разнообразия почв и сложного узора их границ, но никогда не можем передать его со всеми подробностями. Всегда приходится переносить на карты схематизированные и обобщенные контуры выделенных разновидностей почв и их сочетаний. Эти первичные контуры почв могут совпадать с видимыми контурами рельефа, растительности или других элементов ландшафта, но могут и не совпадать с ними, как показывают эмпирические детальные съемки. Поэтому всегда картография почв, по корреляции с другими элементами, нуждается в прямой проверке и является приближенной. Но для описания почв больших территорий, как в данном случае, можно пользоваться общими схемами, в которых распределение почв условно сопоставляется с крупными элементами поверхности, какими являются геоморфологические области и районы, указанные в главе второй и на прилагаемой карте.

Принцип составления этой карты следующий. Границы изображенных на ней почвенных областей вполне соответствуют границам геоморфологических областей, выделенных на карте, приложенной к очерку «Рельеф и поверхностные отложения Европейской части СССР». Наши описываемые области, следовательно, являются, по-существу, областями геоморфологическими, отличными друг от друга прежде всего по возрасту и условиям строения поверхности и, вследствие этого, по чертам почвенно-географическим. В числе этих черт на первый план, при сравнении областей друг с другом, выступают степень неоднородности почвенного покрова и типы почвенных сочетаний (комбинаций и комплексов), определяемые в первую очередь условиями рельефа. Дальнейшее подразделение областей на районы, производимое уже по смешанным геоморфологическим и почвенным признакам, дает также возможность опереться на зональные различия почв, достаточно выпукло проявляющиеся в пределах даже геоморфологически однородных областей. Объединение этих последних элементов нашей схемы — почвенных районов — по ландшафтно-географическому признаку путем соответствующей группировки однотипных районов позволяет с достаточной определенностью выявить зональные черты в распределении почв Европейской части СССР. Наша схема, таким образом, стремится совместить два возможных принципа почвенного районирования: 1) зональный (по типам почв) и 2) геоморфологический (по типам почвенных комплексов и комбианций). Еще один из возможных методов разделения — по фациальному принципу, основывающийся на признании провинциальных различий зональных почв, — нами здесь не применен, в силу сказанного выше, в предыдущей главе.

Итак, нами на территории Европейской части СССР выделяются 20 почвенно-геоморфологических областей, различающихся прежде всего по типам почвенных сочетаний (комплексов и комбинаций). Ниже мы даем краткую характеристику этих областей и районов, их составляющих.

1. Кольско-Карельская тундровая и болотно-лесная область, характеризующаяся развитием новейшего, хорошо сохранившегося грядово-холмистого ледниково-аккумулятивного ландшафта с большим количеством депрессий (частью тектонических) и развитием молодой гидрографической сети. Северное расположение области и отмеченные выше геоморфологические черты обусловливают широкое развитие здесь явлений заболачивания. Область разделяется на следующие районы:

а) Северокольский тундровый район. Глее-болотные, болотно-подзолистые, карликово-подзолистые почвы.

б) Северокольский лесо-болотный район. Глее-подзолистые и болотные почвы.

в) Центральнокольский болотный район. Преимущественно болотные почвы и подзолисто-глеевые почвы.

г) Горнокольский, горно- и лесо-тундровый район. Горно-тундровые почвы на коренных породах кислых, основных и щелочных.

д) Южнокольский болотно-лесной район. Пестрые сочетания подзолисто-глеевых и болотных почв.

е) Карельский болотно-лесной район. Подзолистые, подзолисто-глеевые и болотные почы.

ж) Приморско-Карельский болотный район. Торфяно- и торфяно-глеевые и подзолистые почвы.

2. Северо-западная лесо-болотная область. Область развития также новейшего ледниково-аккумулятивного ландшафта и молодой эрозионной сети. Широкое развитие гряд (валов), особенно в окраинной части, способствует весьма неоднородному строению почвенного покрова, относительно лучшему дренажу отдельных участков области и значительному развитию эродированных почв. Крупные древние депрессии способствуют особенно широкому развитию болот в некоторых районах области. Область можно разделить на следующие районы:

а) Лужский лесо-болотный район. Подзолистые (различной степени оподзоливания), глее-подзолистые и болотные почвы.

б) Невско-Ладожский болотно-лесной район. Болотные и подзолисто-глеевые почвы.

в) Район силурийского плато. Карбонатно-подзолистые почвы на карбонатной морене или палеозойских известняках.

г) Ладого-Ильменский болотно-лесной район (древняя депрессия). Подзолисто-глеевые, болотные и подзолистые почвы.

д) Центральный (Валдайско-Осташковский лесной район). Подзолистые почвы различной степени оподзоленности, подзолисто-глеевые, болотные.

е) Витебский лесной район. Подзолистые почвы различной степени оподзоливания, часто галечно-валунные песчаные и карбонатные.

ж) Молого-Шекснинский болотно-лесной район (древняя депрессия). Болотные и глееподзолистые почвы.

з) Северный таежно-болотный район. Подзолистые, подзолисто-глеевые и болотные почвы. Изучен недостаточно.

3. Тимано-Печорская, таежно-болотная область. Равнина с одиночными грядами-увалами (главным образом на юге) между Тиманом и Уралом. В почвенном отношении изучена недостаточно. Может быть разделена на следующие районы:

а) Северный, тундровый. Тундровые, глеевые почвы и карликовые подзолы.

б) Центральный, таежно-болотный. Подзолистые, подзолисто-болотные и болотные почвы.

в) Район Тимана с щебнистыми подзолистыми почвами.

4. Северная таежно-болотная область. Холмистые (мореные) равнины. В почвенном отношении изучены недостаточно. Может быть разделена на следующие районы:

а) Северный тундровый район.

б) Центральный (Пинега-Мезенский) болотно-таежный район с преимущественным развитием глее-подзолистых почв.

в) Восточный (Мезенско-Вычегодский) таежно-болотный район, с меньшим развитием заболоченных почв.

г) Южный (Вагско-Сухонский) таежно-болотный район.

5. Область Полесья (болотно-лесная). Древняя депрессия с выравненным аллювиально-аккумулятивным рельефом, выполненная толщами древнего (чаще песчаного) аллювия, отчасти лёссом (на юге и востоке). Вследствие слабой дренированности для области характерно широкое развитие болотных и заболоченных почв, на ряду с песчано-подзолистыми и оподзоленными лесостепными (на лёссах) почвами.

а) Северополесский (Центральнобелорусский) лесоболотный район. Подзолистые и глее-подзолистые, главным образом, супесчаные почвы.

б) Южнополесский болотно-лесной район (правобережное Полесье). Глее-подзолистые, подзолистые и сильно оподзоленные почвы лесостепи.

в) Брянско-Черниговский лесной и лесостепной район (левобережное Полесье). Подзолистые и сильно оподзоленные почвы лесостепи.

6. Центральная лесо-болотная область. Обширные равнины с валообразными поднятиями и плоскими депрессиями. Древнеледниковый аккумулятивный рельеф, отчасти погребенный под покровом (часто лёссовидных) суглинков. В плоских депрессиях покровы зандровых и древнеаллювиальных отложений. Более или менее развитая гидрографическая сеть. Вследствие этого, а также более южного положения, для области характерно значительное ослабление процессов заболачивания и частичное развитие темноцветных и лесостепных почв на лёссовидных покровных отложениях.

а) Московско-Смоленский лесной район. Подзолистые почвы различной степени оподзоленности, темноцветные почвы, часто на лёссовидных отложениях.

б) Калининский лесной район. Слабо- и среднеподзолистые почвы, частичная заболоченность.

в) Верхневолжский лесо-болотный район. Подзолистые почвы различной степени оподзоливания, часто супесчаные, болотные почвы.

г) Ярославский лесо-болотный район. Слабо- и среднеподзолистые почвы, подзолисто-глеевые, болотные.

7. Окско-Ветлужская болотно-лесная область. Древняя депрессия, выполненная толщами озерно-аллювиальных отложений. Слабая дренированность южной части области обусловливает довольно высокую степень заболоченности. Широкое развитие песчаных отложений способствует развитию сильноподзолистых почв.

а) Окско-Клязьминский болотно-лесной район. Подзолистые и подзолисто-глеевые и болотные почвы.

б) Ветлужский лесо-болотный район. Подзолистые, большей частью песчаные и супесчаные почвы.

8. Северо-восточная лесо-болотная область. Слабо расчлененная повышенная равнина с широким развитием покровных отложений. Изучена в почвенном отношении недостаточно. Можно предполагать, что незначительная расчлененность области является одной из причин довольно широкого развития глее-подзолистых и болотных почв

(наряду с подзолистыми). Юго-восточная часть области характеризуется широким развитием песчаных отложений (песчано-подзолистых почв).

9. Вятско-Камская лесная область. В отличие от более северной области значительно расчленена. С поверхности сложена коренными породами (пермь-триас), отчасти прикрытыми лёссовидными делювиальными суглинками. Широкое развитие имеют также песчаные отложения. В почвенном и геоморфологическом отношении изучена недостаточно. Преобладают подзолистые почвы, часто песчаные. На юге — сильно оподзоленные почвы лесостепи.

10а. Южная лесостепная и степная области. Характерной особенностью области является почти сплошное развитие лёссовых отложений, налегающих на коренные, моренные или древнеаллювиальные отложения. В связи с различной гипсометрией районов области, геоструктуры и геологической истории, современная расчлененность ее довольно различна. Наряду с районами, обладающими глубоким расчленением и хорошим дренажем (развитием эродированных почв) часть районов дренирована слабо (древние депрессии). В связи с этим, для них характерны явления заболоченности и засоления (комплексности). Однако большая часть области характеризуется довольно однородным строением почвенного покрова.

а) Северный (Орловский) лесостепной район. Светло- и темносерые оподзоленные почвы лесостепи.

б) Харьковский (Донецко-Сульский) лесостепной район. Черноземы типичные среднегумусные (обыкновенные) мощные, черноземы оподзоленные и темносерые оподзоленные почвы лесостепи.

в) Приднепровский левобережный лесостепной район (низинный). Черноземы солонцеватые и осолоделые, солонцы содовые.

г) Подольский лесостепной район. Черноземы оподзоленные, серые оподзоленные почвы лесостепи.

д) Центральноукраинский степной район. Черноземы типичные, среднегумусные, среднемощные (обыкновенные).

е) Южноукраинский степной район. Черноземы типичные малогумусные (бедные, южные), темнокаштановые слабосолонцеватые почвы.

ж) Присивашский солонцовый район. Солонцово-каштановые комплексы.

з) Северный приазовский степной район. Черноземы вторичнокарбонатные (приазовские).

10б. Доно-Донецкая степная область. Увалистые равнины с более или менее однообразным покровом поверхностных, главным образом лёссовидных отложений. Большая часть области характеризуется однообразным строением почвенного покрова.

а) Доно-Донецкий степной район. Черноземы типичные малогумусные (южные), темнокаштановые почвы.

б) Доно-Маничский район. Черноземы типичные малогумусные (южные) каштановые почвы.

в) Ергенинский пустынно-степной район (безлёссовый). Светлокаштановые солонцеватые почвы.

11. Степная область Донецкого кряжа. Выравненная область древних гор, вторично расчлененная; в небольшой части закрытая покровом лёссовых отложений. Черноземы на плотных породах.

12. Центральная (среднерусская) лесостепная и степная область. Возвышенная сильно расчлененная (эродированная) область, сложенная коренными породами, прикрытыми местными делювиальными, а также ледниковыми и лёссовыми (в окраинных зонах) отложениями. Вследствие значительной расчлененности наблюдается большая пестрота почвенного покрова с широким развитием эродированных почв.

а) Тульский лесостепной район. Серые оподзоленные почвы лесостепи.

б) Елецкий (Окско-Донской) лесостепной район. Выщелоченные и оподзоленные черноземы.

в) Белгородский (Среднерусский) степной район. Черноземы типичные, тучные, мощные.

г) Богучарский степной район. Черноземы типичные и малогумусные.

13. Придонская лесостепная и степная область. Равнины и пониженные равнины, сложенные коренными породами, прикрытыми на большей части ледниковыми отложениями и лёссовидными («покровными») суглинками. Широкое развитие песчаных древнеаллювиальных (террасовых) отложений (с более выщелоченными почвами). Вследствие развитой гидрографической сети дренированность большей части области достаточная. Вследствие этого, почвенный покров, особенно в степных районах области, довольно однороден.

а) Рязанский лесостепной район. Серые оподзоленные почвы лесостепи и черноземы оподзоленные и выщелоченные подзолистые почвы.

б) Ряжский лесостепной район. Черноземы оподзоленные и выщелоченные.

в) Воронежский (Верхнедонской) степной район. Черноземы типичные, тучные, мощные, черноземы оподзоленные, серые оподзоленные почвы лесостепи на широких древних террасах.

г) Калачский степной район. Черноземы типичные, средне- и малогумусные (обыкновенные и южные). Возвышенная, значительно расчлененная (особенно в восточной приволжской части) область, сложенная коренными породами, отчасти прикрытыми ледниковыми отложениями в западной части и местными делювиальными отложениями в остальной. Благодаря разнообразию материнских пород и расчлененности рельефа область характеризуется весьма неоднородным почвенным покровом, разнообразием почвенных сочетаний, широким развитием эродированных почв.

14. Приволжская лесостепная и степная область. Возвышенная, значительно расчлененная (особенно в восточной, приволжской части) область, сложенная коренными породами, отчасти прикрытыми ледниковыми отложениями в западной части и местными делювиальными отложениями в остальной. Благодаря разнообразию материнских пород и расчлененности рельефа область характеризуется весьма неоднородным почвенным покровом, разнообразием почвенных сочетаний, широким развитием эродированных почв.

а) Нижнесурский лесостепной район. Серые и темносерые оподзоленные почвы лесостепи, черноземы выщелоченные и оподзоленные.

б) Пензенский степной и лесостепной район. Черноземы выщелоченные и оподзоленные, оподзоленные почвы лесостепи.

в) Верхнесурский лесостепной район. Серые оподзоленные почвы лесостепи, черноземы выщелоченные и оподзоленные.

г) Балашовский (Саратовский) степной район. Черноземы типичные, тучные, средне- и малогумусные (обыкновенные и южные), «серопески»

д) Приволжский степной район Черноземы типичные малогумусные (южные), каштановые почвы.

15. Заволжская лесостепная и степная область. По общим чертам рельефа сходна с Приволжьем. Отличием является другой состав коренных пород (пермь-юра-мел) и их дериватов, что отражается и на составе почв. Общей чертой обеих областей является известное разнообразие почвенного покрова, даже в степных районах.

а) Мензелинский (Южноприкамский) лесостепной район. Темно-серые и серые оподзоленные почвы лесостепи, черноземы выщелоченные и оподзоленные.

б) Кунгурско-Уфимский лесостепной район. Оподзоленные почвы лесостепи (далеко продвигающиеся к северу на карбонатных породах) и черноземы оподзоленные и выщелоченные.

в) Бугурусланский лесостепной и степной район. Черноземы выщелоченные, черноземы типичные, тучные.

г) Бузулукский степной район. Черноземы типичные среднегумусные.

д) Степной район общего сырта. Черноземы типичные, малогумусные (южные) и темнокаштановые почвы слабосолонцеватые.

16. Приволжская лесостепная и степная область. Древние депрессии, выполненные толщами террасовых (древнеаллювиальных) отложений. Ряд террасовых ступеней различного возраста, степени выраженности и расчлененности. В зависимости от древности террасы и степени ее дренированности развит почвенный покров — более неоднородный на нижних и широких террасах.

а) Среднеповолжский степной и лесостепной район. Серые оподзоленные почвы лесостепи, черноземы выщелоченные и оподзоленные, черноземы долинные.

б) Нижнеповолжский степной район. Черноземы типичные средне- и малогумусные (обыкновенные и южные), темнокаштановые почвы, слабо солонцеватые.

17. Прикаспийская пустынно-степная область. Обширная низменная равнина, аккумулятивно-морская с слабым дренажем, первично засоленная. Характеризуется широким развитием комплексов и сочетаний почв лугово-засоленного ряда. Более однородный почвенный покров свойственен песчаным равнинным пространствам (развеянные площади Древнекаспийской равнины). Менее однородный — районам, развития котловин, лиманов (водоемов местного стока).

а) Волго-Уральский пустынно-степной район. Светлокаштановые солонцеватые почвы, солонцы.

б) Узено-Чижинский пустынно-степной район. То же — с большим количеством солончаковатых и луговых солонцов.

в) Сарпинский пустынно-степной район. Светлокаштановые солонцеватые почвы, солонцы.

г) Волго-Терекский пустынный район. Бурые почвы (сероземы прикаспийские), солонцы.

д) Приуральский пустынный район. Сходен с Волго-Терекским.

е) Песчаные районы (Кума-Волжский и Волго-Уральский). Бурые песчаные и супесчаные почвы.

ж) Дельтовые районы. Комплексы и сочетания примитивных луговых, солончаковатых и солонцовых почв с солонцами и бурыми почвами.

18. Восточно-Предкавказская степная область. Область Ставропольской плоской возвышенности, сложенной коренными (третичными) породами, отчасти перекрытыми лёссовидными отложными. Возвышенность значительно эродирована. Вследствие этого она характеризуется известным разнообразием своих почвенных сочетаний, среди которых довольно широко развиты почвы эродированные в различной степени. Почвенный покров слагается из черноземов (выщелоченных, оподзоленных и типичных) и каштановых почв.

19. Западно-Предкавказская степная область. Область Предкавказской равнины — обширная зона предгорного опускания, сложенная мощной толщей лёссовидных пород. Равнина относительно слабо дренирована. Почвенный покров слагается в северной части (19а — Приазовский район) вторичнокарбонатными черноземами (приазовскими), в южной (19б — Прикубанский район), из черноземов типичных, среднегумусных (обыкновенных).

20. Крымская область. Разделяется на следующие районы:

а) Степной Крым. Темнокаштановые почвы, слабосолонцеватые черноземы, черноземы типичные, малогумусные (южные), черноземы вторично карбонатные (приазовские).

б) Горный район Крыма. Бурые лесные почвы, остаточно-карбонатные почвы и др.

в) Керченский степной район. Каштановые солончаковатые почвы, темнокаштановые, слабосолонцеватые.

ЛИТЕРАТУРА

Вильямс В. Р. Общее земледелие с основами почвоведения. 1927 и 1936.

Герасимов И. П. О почвенно-климатических фациях равнин СССР и прилегающих стран. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, 1933, 8, 5. Изд. Акад. Наук СССР.

Докучаев В. В. К учению о зонах природы. Горизонтальные и вертикальные почвенные зоны, 1899.

Каминский А. А. Климатические области Восточной Европы, 1924.

Каминский А. А. Определение климатических зон по важным для почвообразовательного процесса элементам. Тр. II Международного Конгресса почвоведов, V, 1932 (на нем. яз.).

Неуструев С. С. Элементы географии почв. М. — Л. 1930. Изд. Сельхозгиз.

Сибирцев Н. М. Краткий обзор главнейших почвенных типов России, 1893.

Crowther E. M. Climate clay composition and soil type. Sec. Internat. Congr. Soil Sci., London, 1933, 5.

Hilgard E. W. Soils. New York 1906.

Jenny H. Soil research. Berlin, 1929.

Marbut C. F. A scheme of soil classification. First Intern. Congr. Soil Sci., comission 5, Proc. and Papers, 4, Washington 1928.

Marbut C. F. Soils of the United States. Washington 1935.

Robinson W. O. and Holms R. S. The chemical composition of soil colloids. U. S. Dep. Agr. Bull. 1311, 1924.

Sigmond A. Soil Ressearch. Berlin 1933.

Stremme H. Die Böden Deutschlands. Handbuch der Bodenlehre, B. 5, 1934.

Meyer A. Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa. Chemie der Erde. II B., 1926.

ПОЧВЕННЫЕ ОБЛАСТИ И РАЙОНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Составил И. П. Герасимов
под редакцией
акад. Л. И. Прасолова

Масштаб
150 0 150 300 км



1 — границы почвенных районов; 2 — границы почвенных областей. Примечание: В области «17», район «а» разделен на три отрезка: правобережный приволжский, левобережный заволжский и приуральский.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА

И. П. ГЕРАСИМОВ

РЕЛЬЕФ И ПОВЕРХНОСТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

1. ГЛАВНЕЙШИЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР. ПЕРВЫЙ ЭТАП ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Полвека назад рельеф поверхности Европейской части СССР описывался следующим образом.

«...Европейская Россия представляет поверхность довольно ровную. Внутри она прорезывается двумя широкими полосами плоских возвышенностей — Урало-Балтийскою и Урало-Карпатскою — и делится ими на северный склон, центральную равнину и южный склон... Одна полоса лежит на севере, простирается от истоков р. Печоры, от Уральских гор до Балтийского моря..., другая... находится на юге, простирается от южной оконечности Уральского хребта на запад до отрогов Карпат...». Подобное утверждение в настоящее время кажется нам анахронизмом, и это обстоятельство наглядно показывает тот большой путь, который прошла российская и советская геоморфология за последние полвека.

Три крупных научных труда отмечают начало первого этапа в истории русской геоморфологии. Это, во-первых, гипсометрическая карта Европейской России, составленная А. А. Тилло в 1890 г., во-вторых, обзор С. Н. Никитина «Пределы распространения ледниковых следов в Центральной России и на Урале» (1885) и, в-третьих «Очерк географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды» А. П. Карпинского (1886).

1. Главнейшие орографические области Европейской части СССР

Гипсометрическая карта Европейской России, составленная А. А. Тилло, отметила, по выражению Д. Н. Анучина, «... новую эпоху в развитии русской орографии и гипсометрии» (1895). В объяснительном тексте к карте (А. А. Тилло, 1890) ее автором впервые устанавливаются главнейшие орографические области Европейской части СССР, звучащие столь привычно для нас, современников. Таким новым орографическим элементом представлялась для современников А. А. Тилло... «большая территория, наполненная непрерывающимися возвышенностями, которые тянутся к центральной

части Европейской России от Валдайских гор и до Донецкого кряжа». Это — Среднерусская возвышенность. Другая орографическая группа внутри Европейской России состоит из возвышенностей Приволжских, «наполняющих правый берег реки Волги от Нижнего Новгорода и Казани до Царицына, а к западу до Тамбова. Ергени представляют органическое продолжение этих высот, упирающихся, как бы, в Эльбрус... Таким образом, две группы возвышенностей, идущих с севера к югу, расчленяют внутренность Европейской России. К западу от Среднерусской или Алаунской возвышенности лежат Прибалтийские низменности, Полесье и долина реки Днепра. К востоку лежит долина Средней Волги и Нижней Оки и низменное пространство в самом центре России, соединяющие некоторые притоки Оки с притоками Дона. По высоте оно лежит ниже Припятских болот...»

В этих строках намечено все главное в макрорельефе Восточноевропейской равнины. В самом деле, на «гипсометрической карте средней и южной полосы Европейской части СССР», изданной в 1934 г., с чрезвычайной рельефностью выделяются те же, в сущности, главные элементы:

1) Среднерусская возвышенность, занимающая самую центральную часть Европейской части СССР, очерчиваемая горизонталями в 200—300 м и расплывающаяся на юго-востоке в повышенных Доно-Донецких равнинах.

2) Валдайская возвышенность (гряда), отмеченная теми же высотами, окаймляющая Среднерусскую возвышенность с северо-запада и двумя рукавами (Вязьма — Валдай и Смоленск — Минск) сливающаяся с последней.

3) Подольское плато, прижатое с северо-востока к Карпатам, поднятое до 400 м.

4) Приазовская возвышенность почти непосредственно сливающаяся с Подольским плато на северо-западе и не доходящая до Азовского моря.

5) Донецкий кряж, высотой до 300—350 м.

6) Приволжская возвышенность, располагающаяся к западу от среднего течения Волги в треугольнике Казань — Сталинград — Моршанск, с высотами до 400—500 м., падающими к югу (Ергени).

7) Высокое Заволжье, непосредственно подходящее к Уралу, с высотами до 350—400 м., включающее на юге частную возвышенность — Общий сырт.

Между этими возвышенными площадями располагается целая система низменностей.

8) Обширная Прибалтийская низменность (северо-западная низменная равнина) с колебанием высот от 0 до 150—200 м.

9) Полесье и Днепровская низина, отделяющие Подольское плато от Среднерусской и Валдайской возвышенностей и обладающие однообразными высотами в 100—150 м.

10) Причерноморская низменность.

11) Окско-Клязьминская и Верхневолжская низины, располагающиеся к востоку от Среднерусской и к северу от Приволжской возвышенностей с высотами до 100—150 м.

12) Донская низина, разделяющая Среднерусскую и Приволжскую возвышенности, с средней высотой около 100—150 м.

13) Цепь левобережных приволжских местных низин, непосредственно примыкающих к долине Волги и разделенных Жигулевскими высотами на северную (Казань — Куйбышев) и южную (сыртовую).

14) Прикаспийская низменность, с высотой от 50 м выше уровня океана до 20—25 м ниже уровня моря.

Кроме того, особое место в этой системе орографических элементов Европейской части СССР занимают на Крайнем Севере и северо-востоке районы Кольского полуострова и Карелии, а также сглаженная горная гряда Тимана, а на юге Крымский полуостров, составляющийся из участка Причерноморской низменности, повышенной (до 100—200 м) равнины (степной Крым) и горной гряды Крымской Яйлы.

2. Основные черты геоструктуры Восточноевропейской равнины

Еще А. А. Тилло (1890) отмечал, что «сличение общей геологической карты А. П. Карпинского с моей гипсометрической картой наводит на ряд сходств и на ряд несхождений...» Эти «сходства» и «несхождения» давали общий ключ к пониманию существа гипсометрической карты, вскрывали генезис крупнейших орографических элементов, изображенных на ней.

Следует подчеркнуть, что разъяснение генезиса этих орографических элементов на фоне общей картины геологического развития территории Европейской России принадлежит А. П. Карпинскому. В ряде опубликованных небольших работ им с весьма большой ясностью было показано, что основными событиями геологического развития Европейской части СССР были «последовательные колебания земной коры через смену понижений в широтном направлении с опусканиями меридиональными. Такие медленные, так сказать, волнообразные колебания, не касались лишь Северо-западной части России, где массив, состоящий из древнейших кристаллических образований и представляющий так называемый горст, являлся настоящим оплотом... Направление колебаний всегда оказывалось параллельным кряжам Кавказскому и Уральскому ...» (А. П. Карпинский, 1894).

Современная геологическая структура Европейской части СССР, имеющая, таким образом, довольно отчетливое отражение в орографических особенностях, является образованием, обусловленным предшествовавшим процессом геологического развития страны. Наиболее популярную и современную картину этой структуры, построенную на основе идей Карпинского, мы находим у А. Д. Архангельского (1932).

Большая часть площади Европейской части СССР А. Д. Архангельским (1933) определяется как типичная плита, обширный участок земной коры, сложенный в основе толщей сильно метаморфизированных и дислоцированных докембрийских отложений, прикрытой нормальными осадочными породами и послекембрийского возраста. Эта восточноевропейская докембрийская плита с востока окаймлена Уральским горным сооружением, а на юге непосредственно граничит с областью альпийских складчатых сооружений, составленной из системы горных возвышенностей (Крымские горы, Главный Кавказский хребет, Малый Кавказ и др.) и предгорных впадин.

Восточноевропейская докембрийская плита представляется достаточно неоднородным структурным образованием. Она состоит из областей погружения кристаллического ложа (впадин) и выступов.

Наиболее замечателен обширный выступ докембрийского фундамента в северо-западной части плиты (Карелия, Кольский полуостров), составляющий южную часть громадного Балтийского или Фенно-Скандинавского кристаллического щита. Докембрийский складчатый фундамент, сложенный докембрийскими гнейсами, кристаллическими сланцами и изверженными породами, здесь непосредственно выходит на дневную поверхность, будучи лишь отчасти закрыт четвертичными отложениями.

Вторым обширным выступом является Азовско-Подольский кристаллический выступ, кристаллический фундамент которого сверху прикрыт на большей части площади покровом третичных и четвертичных отложений. Развитие этой структурной формы проявляется орографически в существовании Подольского плато.

Третьим выступом Восточноевропейской части является так называемый Воронежский выступ докембрия, характерной особенностью которого является довольно мощный (до 200 м) покров осадочных отложений (от четвертичных до девонских), прикрывающий докембрийские гнейсы, кварциты и сланцы. Воронежский выступ составляет центральную часть Среднерусской возвышенности и имеет, таким образом, также достаточно отчетливое орографическое проявление.

А. Д. Архангельский считает возможным в пределах Европейской части СССР различать три главных впадинных участка плиты (области погружения складчатого фундамента). Первый и наибольший представляет собой Восточнорусскую впадину, составляющуюся из северной части — восточного склона Балтийского щита, западной — Подмосковной котловины и южной — Прикаспийской впадины.

Как мы уже видели, целостного орографического отражения Восточнорусская впадина сейчас не имеет. Отчетливо выявляется лишь Прикаспийская впадина в виде большой Прикаспийской низменности. Что же касается других участков всей Восточнорусской впадины, то оказывается, что современные орографические особенности их в наибольшей степени определяются теми дислокациями складчатого типа (от сводовых антиклинальных валов до сложных складок), которыми захвачена частично осадочная толща впадинных участков. Так, например, область Заволжской возвышенности маркируется следующей системой дислокации: пологие складки Вятских поднятий, щитовидная выпуклость слоев в верховьях Сока и Шешмы, вал палеозоя между реками Б. Иргизом и Б. Караманом, валы Общего сырта. В область Приволжской возвышенности входят аналогичные образования: Окско-Цнинский и Сурско-Мокшинский антиклинальные валы, Керенско-Чембарская система поднятий, комплекс дислокации Самарской луки, полоса куполов и массивных антиклинальных поднятий Саратовского района, Доно-Медведицкая антиклинальная зона и некоторые другие.

Участки Восточнорусской впадины, расположенные между этими областями складчатых дислокаций, как нами уже было отмечено, выражены в современной орографии низменными пространствами Верхневолжской и Донской низин.

Второй крупной впадиной докембрийской Восточноевропейской плиты является Днепровско-Донецкая впадина, расположен-

ная между Воронежской глыбой и Азовско-Подольским кристаллическим массивом. На западе эта впадина замыкается Полесским подземным валом (мостом), на юго-востоке открывается в Восточнорусскую впадину. Вдоль южного края впадины располагается дислоцированный Донецкий кряж. Остальная часть впадины выполнена мощной толщей меловых и третичных отложений и имеет орографическое выражение в виде Приднепровской пониженной равнины.

Наконец, к юру от Азовско-Подольского массива и Донецкого кряжа располагается Причерноморская впадина, отмеченная теперь Причерноморской низменностью.

Северо-западная часть Восточноевропейской плиты определяется А. Д. Архангельским как подземные склоны Балтийского щита.

Рассмотрение современной тектонической схемы А. Д. Архангельского позволяет нам, таким образом, с большой ясностью подметить «сходства» и «несхождения» двух основных планов построения территории Европейской части СССР — плана орографического и плана геоструктурного. «Сходства» выражаются в том, что выделенные еще А. А. Тилло крупнейшие орографические элементы Европейской части СССР получают при этом сопоставлении то или иное генетическое истолкование. Распределение видимых возвышенностей и низменностей оказывается в результате этого истолкования проявлением довольно древней геологической структуры.

Легко замечаемым «несхождением» оказывается то важное обстоятельство, что это соответствие орографических и геоструктурных форм Европейской части СССР имеет место лишь в весьма широком и общем масштабе, является отражением лишь общего плана геоструктуры, не дающим возможности генетического обоснования более частных, не обобщенных в такой степени, орографических деталей в строении Восточноевропейской равнины.

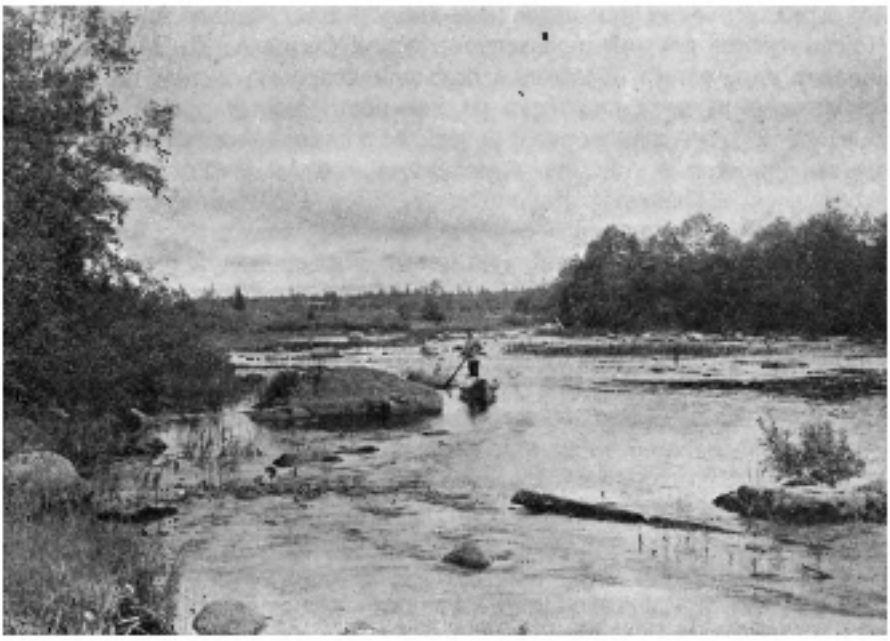
Это обстоятельство понятно и вполне закономерно. Современная пластика поверхности Европейской части Союза создана путем длительного и сложного разрушения исходных геоструктурных форм. В этом процессе разрушения и перестройки первичных «построенных» форм и создании новых, «выработанных», главенствующее место принадлежит деятельности агентов геологической денудации, издавна изменяющих первичную структурную поверхность Восточноевропейской равнины и формирующих на ней новые, более мелкие орографические элементы.

3. Первые схемы геоморфологического разделения Восточноевропейской равнины

Громадной заслугой С. Н. Никитина является установление того факта, что образование важнейших, основных деталей современной скульптуры поверхности Европейской части СССР, более всего было связано с деятельностью материковых льдов, закрывших бо́льшую часть Восточноевропейской равнины в послетретичное время (фиг. 1).

Общие идеи П. А. Кропоткина (1876) о мощном ледяном панцыре, некогда надвинувшемся на северную часть Восточноевропейской равнины и произведшим громадную работу по изменению древнего, доледникового, рельефа и созданию, нового, ледникового, С. Н. Никитиным, прежде всего, были уточнены в географическом отношении. Нанеся на карту все находки эрратических валунов в пределах Европейской части СССР, этот исследо-

ваясь твердо установил те географические пределы распространения ледниковых следов в Центральной России и на Урале (1886), которые были уточнены впоследствии лишь в небольших сравнительно деталях. «Поразительным, — пишет А. А. Тилло (1890), — совпадения дало сопоставление гипсометрических и этих новых геологических материалов.» Два больших выступа к югу (Днепровский и Донской) — границы распространения эратичных валунов — непосредственно подсказали важнейший палеогеографический вывод: «поступательное движение ледников к югу значительно ограничивалось на возвышенностях сравнительно с более пониженными местностями на востоке и западе».



Фиг. 1. Валуны в русле р. Волошки (фото Г. Н. Огнева).

Детали современного рельефа — многочисленные мезорельефные гряды и холмы, сложенные валунным и песчано-глинистым материалом, разнообразные впадины и котловины, заболоченные и заключающие озерные воды, однообразные равнинные площади лёссовых равнин Украины, песчаные террасы рек—получили более или менее правдоподобное генетическое истолкование. Впервые наметились основы собственно геоморфологического районирования, дающие ответ не только на вопрос, «как», но и «почему». Так стало возможно различать на территории Европейской части России (Никитин С. Н. 1890):

а) область ледниковых образований Финляндии и Олонецкого края с их ясно выраженными следами горных ледников, с обилием следов ледникового выпахивания скал, типичными, округло-выпуклыми формами гор и холмов, мощным развитием основной морены, сложенной из несортированного материала, местного или, во всяком случае, недальнего происхождения, изобилием оз, развитием ледникового типа озер;

б) переходный тип ледниковых осадков Прибалтийского края..., где... ледниковые явления горных областей большей частью исчезают; моренный материал слагается как из местных, так и из пришлых элементов... озы еще сохраняются, но убывают;

в) область Центральной России, характеризующаяся мощным развитием одной основной морены, в виде валунного суглинка бурого цвета, с подлежащими слоистыми песчаными отложениями, а местами поверхностными неслоистыми валунными песками и осадками доледниковых озёрных бассейнов;

г) область южной предельной полосы распространения скандинавско-финских валунов, где... мы видим более или менее уцелевшие ледниковые валунные отложения покрытые лёссами;

д) тип южнорусский вне пределов распространения скандинавско-финских эрратических валунов, характеризующихся мощным развитием типичного лёсса;

е) область востока и юго-востока России или область мощного развития древних речных террас при отсутствии следов древнего оледенения;

ж) область древнего распространения Арало-Каспийского морского бассейна».

Эта опубликованная в 1883 г. первая схема геоморфологического районирования Европейской части России С. Н. Никитина явилась, в сущности, той основой, что использовалась во всех последующих попытках разделения нашей территории по геоморфологическим признакам. В самом деле, ряд специальных исследований четвертичных отложений Восточноевропейской равнины, произведенных с того времени и вплоть до весьма недавнего, не внес радикальных перемен в схему, охарактеризованную выше. Так, например, в известной работе В. П. Семенова-Тяньшаньского (1915) различаются следующие «характерные местности».

А. Равнина

а) Ледниковая часть.

I. Пояс твердых ледниковых накоплений (Финляндия, Карелия, Кольский полуостров).

II. Пояс северной морской трансгрессии (Печора, Тиман, Мезень, Двина).

III. Пояс рыхлых ледниковых накоплений.

б) Приледниковая часть.

IV. Пояс приледниковых овражных образований и сглаженных низин (Полесье, Окская депрессия, Днепровская низина, Украина, Приволжье, Заволжье).

V. Пояс приморских южных низин или южной морской трансгрессии (Причерноморье и Прикаспий).

Б. Горы

VI. Пояс великих средиземноморских горных складок (Крым, Предкавказье, Кавказ, Закавказье).

VII. Пояс древних меридиональных горных складок (Урал, Мугоджары).

В этой системе разделения, по сравнению с предыдущей, получают более определенное геоморфологическое истолкование лишь обширные низины Восточноевропейской равнины — Полесье, Днепровская низина, Окское понижение — как области «послеледниковых водных скоплений», а также пояс северной морской трансгрессии.

Следует, однако, отметить, что если общие принципы геоморфологического разделения Восточноевропейской равнины, высказанные С. Н. Никитиным, сохранили значение до настоящего времени, то как его исторические воззрения, так и общие палеогеографические построения подверглись позднее значительным изменениям.

Исследования Тутковского, Танфильева, Криштафовича, Глинки, Миссуны, Кротова, Архангельского, Боголюбова, Набоких и др. уже в дореволюционный период дали достаточно обильный новый материал для суждений о генезисе отдельных областей Восточноевропейской равнины, установили с достаточной определенностью зандровый тип осадков, выполняющих Полесье и Окскую депрессию, экстрагляциальную природу лёссовых отложений Украины; флювио-гляциальный генезис мощных террасовых отложений Днепра, Волги. и т. д.

В тесной связи с ростом фактического материала по генезису отдельных областей или форм рельефа на Восточноевропейской равнине создавались более или менее определенные и законченные общие схемы истории древнего оледенения Европейской части СССР, а вытекающие из них принципы геоморфологического районирования стали усложняться и терять свою первоначальную ясность.

Так, например, известная работа А. П. Павлова «О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод» (1898) впервые поставила вопрос о том, что созданный некогда на Восточноевропейской равнине ледником «некоторый г о т о в ы й рельеф... затем стал видоизменяться под влиянием работы геологических агентов, действующих и поныне...» и таким образом, исследователю современных форм приходится иметь дело уже с измененными в разной степени древнеледниковыми комплексами. Далее стали обнаруживаться признаки ксеротермических фаз послеледниковой денудации, фаз «ископаемых пустынь» П. А. Тутковского (1899), фиксированные в эоловых формах, например, в Полесье. В систему взглядов русских геологов стали проникать с запада идеи полигляциализма, заставляющие отмечать на Восточноевропейской равнине различные в возрастном отношении категории ледниковых форм (Н. Боголюбов, 1907; А. П. Павлов, 1913, и др.). Первоначально ясная схема «древнего великого оледенения» Восточноевропейской равнины стала подвергаться различному усложнению, а накопленный фактический материал ждал нового, более широкого и усложненного истолкования.

Именно в эту фазу учения о ледниковом периоде на Восточноевропейской равнине, завершающую первый этап ее геоморфологического изучения, появляется новая схема геоморфологического разделения Восточноевропейской равнины, весьма совершенная по положенным в ее основу принципам, но значительно упрощенная по сравнению с предыдущими по своим конечным выводам.

Мы имеем в виду сейчас схему В. Д. Ласкарева (1916), согласно которой территория Восточноевропейской равнины разделяется лишь на две основные области:

«1. Ю ж н у ю Р о с с и ю, представляющую собой построенную равнину — плато с развившимся на ней выработанным долинным рельефом.

2. С е в е р н у ю Р о с с и ю, представляющую выработанную пенепленовую равнину, на которой насажены (или наложены) ледниковые или

эоловые уже готовые с самого начала (после отложения образующих их пород) формы рельефа; текучая вода, развивая впоследствии долины на этой площади, лишь приспособлялась к готовым формам насаженного рельефа... Северная Россия может быть разделена на следующие части: более северную (с преобладанием ледниковых форм рельефа) и более южную (с преобладанием эоловых...), а также околополярную и прибалтийскую (с молодыми морскими слоями и чертами долинного рельефа на структурной равнине)...

Выработанный долинный рельеф южной России является вторичным; породы..., слагающие основу рельефа, принадлежат к слоистым, преимущественно морским осадкам»: Древним этапом развития этого рельефа, следовательно, является первичная морская равнина впоследствии погребенная путем равномерного отложения лёссов.

Охарактеризованная выше схема разделения Восточноевропейской равнины В. Д. Ласкарева хорошо заключает, по нашему мнению, первый этап геоморфологического изучения Восточноевропейской равнины. Весьма выразительная по своему генетическому содержанию, она одновременно с этим слишком обща в отношении географическом. В основу ее не положен принцип полигляциализма; на территории Восточноевропейской равнины не выделены категории разновозрастных форм, не точно изображен доледниковый рельеф и не обрисованы в достаточно определенной форме те генетические, исторические и географические связи различных областей, зон и районов Восточноевропейской равнины (например, лёссовых и моренных), которые в дальнейшем стали объектом специальных многочисленных исследований.

Следующий этап развития наших представлений о процессе формирования рельефа Восточноевропейской равнины охватывает уже, главным образом, период после Великой Октябрьской социалистической революции. Он характеризуется постепенным оформлением новой, полигляциальной концепции и связан, в первую очередь, с именем А. П. Павлова и Г. Ф. Мирчинка.

Изложение результатов работ этих исследователей и новых геоморфологических концепций по Восточноевропейской равнине, выросших на почве полигляциальных идей, составит содержание следующей главы.

II. ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ. ВТОРОЙ ЭТАП ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

1. Характеристика главнейших палеогеографических воззрений

Второй этап геоморфологических изучений Восточноевропейской равнины отмечен, в целом, сильнейшим влиянием западноевропейских идей на русскую геоморфологию. В это время в основу господствующих представлений о «Diluvialzeit» в Европе был положен известнейший труд A. Penk и E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter (1909). Идея о четырехкратном оледенении и «альпийская» терминология стали руководящими.

Как уже отмечалось, главным проводником этих «альпийских» идей у нас в СССР были А. П. Павлов и Г. Ф. Мирчинк. Громадный фактический материал по формам рельефа и типам послетретичных отложений, накоп-

ленный к 1915—1918 гг., подвергся уже в 1922—1925 гг. первой синтетической обработке под сильнейшим влиянием «западноевропейских» концепций. Эту громадную и весьма продуктивную работу произвел у нас А. П. Павлов в 1922 г., опубликовавший новую схему трех-или четырехкратного оледенения Восточноевропейской равнины. Положив в основу принцип синхронности оледенений в Западной Европе и в Европейской части СССР, А. П. Павлов указывает: «едва ли можно сомневаться в том, что Россия перенесла три великих оледенения..., из которых одно было максимальным...»

Следы древнего м·и н д е л ь с к о г о, по альпийской терминологии, оледенения, А. П. Павлов находит южнее установленной еще Никитиным границы распространения эрратических валунов.

Однако эти следы совершенно не выражены в рельефе, «так как последовавшие события изгладили или глубоко изменили то, что было создано льдом этого древнейшего великого оледенения».

Немощные покровы красновато-бурой валунной глины в Приволжье, флювио-гляциальные отложения под валунным слоем, созданным в период второго оледенения на Украине, — вот эти признаки, по А. П. Павлову. За пределами ледяного покрова, в эту эпоху древнего миндельского оледенения, накапливались мощные толщи флювио-гляциальных осадков, выполнявшие древние долины. Именно к такому типу осадков причисляет А. П. Павлов (1925) так называемый «тираспольский гравий», выполняющий очень широкую древнюю ложбину стока, прорезанную теперь Днестром. Эта порода заключает обильную молюсковую фауну (в том числе Paludina diluviana) и фауну млекопитающих (в том числе Rhinoceros etruscus, Alcer latifrons Bison priscus).

В тесную связь с этим первым, наиболее древним, оледенением Восточноевропейской равнины ставит А. П. Павлов и первые страницы послетретичной истории Черного и Каспийского морей. Усиленный сток талых вод миндельского ледника фиксирован здесь в виде древнейших трансгрессивных фаз — в Чаудинском и Бакинском бассейнах.

Древнее миндельское оледенение отделено от последующего, р и с с к о г о, согласно А. П. Павлову сухим и теплым межледниковым миндель-рисским периодом. В течение этого периода на юге Восточноевропейской равнины накапливалась мощная покровная толща лёсса, одевшаяся с поверхности почвенным слоем; в Прикаспийской же впадине, вслед за регрессией Бакинского бассейна, начинается новое повышение уровня — образование полупресного Хазарского моря.

Пределы распространения следующего рисского ледника хорошо отмечены границей распространения эрратических валунов. Край ледника образовал два обширных выступа по Днепровской и Донской низинам. В экстрагляциальной полосе, южнее этих рисских ледниковых языков, «происходит в одних местах энергичное размывание морен предшествовавшего оледенения и образование щебневатых и песчаногравиевых наносов, а в других... — запруженные ледяным покровом реки разливаются и образуют озера...»

На востоке Европейской части СССР в рисское время, по мнению А. П. Павлова, возникает ряд сбросов меридионального направления, образуется низменное Заволжье. Сюда ингрессируют воды Хвалынского (Верхнекаспийского) бассейна.

Основными событиями рисс-вюрмской межледниковой эпохи были, по мнению А. П. Павлова, морская трансгрессия на севере Европейской части СССР и накопление нового лёссового покрова на Украине, отделенного от нижележащего горизонтом погребенной почвы.

Последний вюрмский ледник не достиг границ рисского. Он закрыл всю северную часть Восточноевропейской равнины и отступая, сформировал здесь системы конечноморенных гряд. За его пределами, южнее, «совершались разнообразные процессы, общим результатом которых была выработка основных особенностей (современного) рельефа страны и поверхностных отложений...» (А. П. Павлов, 1922).

Такова, в самых общих чертах, история великих древних оледенений Восточноевропейской равнины, по А. П. Павлову, как мы видим, значительно более сложная, чем та, которая намечалась в более ранних работах С. Н. Никитина и др. Большой труд по дальнейшему расшифрованию этой истории и реконструкции частных и местных особенностей ледниковой и послеледниковой истории Восточноевропейской равнины был проделан путем коллективной работы ряда советских геологов, из числа которых необходимо особо выделить Г. Ф. Мирчинка, Д. Н. Соболева, В. И. Крокоса и С. А. Яковлева.

Г. Ф. Мирчинк считает доказанным, на основании изучения стратиграфии ледниковых образований Восточноевропейской равнины, данных стратиграфии внеледниковых континентальных образований и истории Каспийского бассейна, что «страна наша за четвертичный период пережила три ледниковых эпохи» (1928).

Свидетелями этих эпох являются, как мы уже видели, разнообразные формы рельефа ледникового происхождения и толщи моренного и флювиогляциального материала. Среди них особо важное значение уже со времени работ С. Н. Никитина придавалось грядам конечных морен.

В недавнее время С. А. Яковлев (1932), в связи с работой по составлению карты четвертичных отложений Европейской части СССР и сводки обильного фактического материала, пришел к выводу о необходимости различать следующие системы конечноморенных образований в северной части Восточноевропейской равнины:

I. Главный конечноморенный пояс, составляющийся из трех (внешней, средней и внутренней) гряд.

II. Балтийско-Беломорский конечноморенный пояс также из трех систем — гряд Рижско-Ленинградской; Елгава-Холмогорской и Тельшай-Северодвинской.

III. Пояс финских конечных морен из Хибинской конечной морены и внутренней и внешней Сальпаусселькe.

Из этих трех поясов наибольшее значение имеет главный конечноморенный.

Представляя собой почти непрерывную полосу развития конечноморенных форм и холмистого моренного ландшафта, главный конечноморенный пояс характеризуется также широким распространением озер, что давало уже давно повод называть его областью мелкоозерного ландшафта (Д. Н. Анучин, В. П. Семенов-Тяньшанский).

С другой стороны, эта же зона более или менее возвышенного холмисто-грядового озерного ландшафта всегда рассматривалась как важнейший, Балтийско-Понто-Каспийский водораздел, в области которого распола-

гаются истоки крупнейших рек Европейской части СССР: Северной и Западной Двины, с одной стороны, и Днепра и Волги, с другой.

Наконец, В. Д. Ласкарев в цитированной выше работе придал этой же системе гряд и холмов значение границы между аккумулятивно-гляциальной равниной Севера и построенной с выработанными формами рельефа южной Восточноевропейской равнины.

Последнее обстоятельство, естественно, должно было быть истолковано с полигляциальной точки зрения в том смысле, что главный конечноморенный пояс маркирует южный предел распространения льдов последнего оледенения (вюрмского), создавшего, как и считал А. П. Павлов, основные черты современного рельефа северной части Восточноевропейской равнины. К северу от этой границы от последнего ледника осталась в наследство равнина с насажденными гляциальными формами, к югу область с пери- и экстрагляциальными формами.

Именно такая точка зрения и была формулирована Г. Ф. Мирчинком (1928), который систему конечных морен, располагающихся на линии Слуцк — Минск — Лукомль — Чарея — Орша — Смоленск — Калинин — Кострома — оз. Кубенское, принимал за границу распространения льдов вюрмского ледника.

Более северные гряды, входящие как в состав Главного пояса, так и Балтийского и Финского, Г. Ф. Мирчинк и С. А. Яковлев считают за стадиальные морены вюрма, сформированные в период отступания ледника, в моменты его задержек.

Следует отметить, впрочем, что некоторые геологи, как например, А. Н. Розанов (1929), Д. Н. Соболев (1930) и др., границу вюрмского ледника проводят южнее Главного пояса. Основываясь на стратиграфических соображениях, они считают гряды Главного пояса стадиальными. Максимальные же пределы распространения вюрмских льдов, по их мнению, не отмечены, вообще, резкими конечноморенными аккумуляциями, вследствие возможно непродолжительной задержки ледника по линии своего наибольшего распространения.

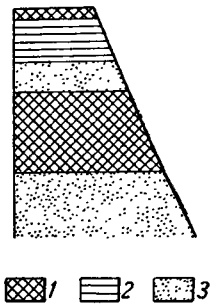
К югу от Главного конечноморенного пояса располагаются две крупные области широкого развития песчаных, по преимуществу, древнеаллювиальных и флювио-гляциальных отложений. Это уже знакомые нам Полесская и Окско-Клязьминская низины, выполненные, согласно наиболее распространенным представлениям, зандрами вюрмского ледника. Зандровые поля имеют общий характер обширных, грандиозных по своим размерам, равнин, сложенных, главным образом, песчаными отложениями. На ряду с целой системой аллювиально-аккумулятивных форм рельефа (руслообразные депрессии, прирусловые гряды и т. д.) поверхность этих равнин разнообразится и формами эоловыми, преимущественно древнедюнными.

Северная и северо-западная части Восточноевропейской равнины, располагающиеся севернее Главного конечноморенного пояса, сложены с поверхности, главным образом, толщей моренных, гляциально-озерных и флювиогляциальных отложений. Наименее маломощен покров этих наносов в области Фенно-Скандинавского кристаллического массива. Здесь часты участки, особенно более или менее возвышенные, совершенно лишенные покрова четвертичных отложений. В этом случае сохраняются обычно следы воздействия ледника непосредственно на поверхность коренных кристаллических пород в виде ледниковых шрамов, «бараньих лбов» и т. д. Толща четвертич-

ных отложений, закрывающая некоторые площади Фенно-Скандии, слагается, главным образом, из моренного (валунного) озерно-ледникового (ленточные глины) и флювио-гляциального (пески и глины) материала.

Мощность четвертичных отложений значительно увеличивается к югу от Фенно-Скандинавского массива. Она весьма непостоянна, достигая десятков метров в впадинах доледникового рельефа и уменьшаясь в мощности до нескольких метров на участках возвышенных. Состав отложений весьма разнообразен; на ряду с типично гляциальными осадками (морена, ленточные глины, флювио-гляциальные пески) большое распространение имеют различные песчано-глинистые отложения субаквального происхождения. Среди них особо следует отметить так называемые покровные супеси и суглинки, часто одевающие на громадных протяжениях поверхности тех или других областей.

Весьма частым случаем в строении ледниковых и флювио-гляциальных отложений этой части Восточноевропейской равнины является присутствие нескольких горизонтов моренного (валунного) суглинка, отделенных друг от друга пачками безвалунных песчано-глинистых отложений. Исключительный интерес приобретают при таком типе разреза находки растительных остатков и фауны, обнаруженные в межморенных отложениях (Г. Ф. Мирчинк, 1929 и В. С. Доктуровский, 1930). В ряде пунктов эти органические остатки позволяли относить межморенные слои к межледниковым образованиям, сформированным в условиях климатов более теплых, чем даже современный. Среди таких разрезов наибольшей известностью пользуются разрезы Лихвина, Микулина, Валдая, Галича и ряд других. Столь же интересны разрезы на Мге (около Ленинграда) и по Северной Двине, где в межморенных слоях находилась фауна морских моллюсков. Оба типа разрезов с достаточной определенностью как будто устанавливают факт не менее, чем двухкратного оледенения этой части Восточноевропейской равнины, разделенного периодом довольно теплого климата и фазой межледниковой бореальной трансгрессии на Крайнем Севере.



Фиг. 2. Разрез межледниковых отложений Микулино [1]

1 — Валунная глина.
2 — Лёссовидный суглинок.
3 — Супеси и пески (верхний прослой с торфом).

Если возраст верхней, покровной морены определяется как вюрмский, то нижняя, подлежащая морена Г. Ф. Мирчинком и другими считается рисской. В связи с этим межледниковые отложения Микулина (фиг. 2), Галича и некоторых других пунктов датируются рисс-вюрмским возрастом.

Нижняя, рисская морена в северной части Восточноевропейской равнины подстилается песчано-глинистыми отложениями или доледниковыми, или же прерисскими, флювио-гляциальными. Разрезы, заключающие три моренных слоя, разделенные двумя сериями межледниковых отложений, никем пока не описаны.

Весьма большой интерес и значение имеют стратиграфические особенности послетретичной толщи в центральной области Восточноевропейской равнины. В пределах б. Московской губ. наблюдается, согласно Павлову,

[1] Фиг. 2 и фиг. 3 (стр. 41) взяты из работы Г. Ф. Мирчинка «Межледниковые отложения в СССР и их значение в четвертичной истории».

Мирчинку, Розанову и др., следующее: северо-западная часть области слагается толщей осадков с двумя постоянными моренными горизонтами, разделенными галечными и песчано-глинистыми отложениями. На юго-востоке же имеется лишь один моренный слой, подстилаемый и закрытый песчано-глинистыми отложениями. Мирчинк (1930), предполагая, что Вюрмский ледник доходил лишь до г. Калинина, считает возраст верхней морены Московского района рисским, а нижний — миндельским. Розанов (1929), напротив, считает верхнюю морену за вюрмскую, а нижнюю — за рисскую. Неясным, таким образом, оказывается вопрос о том, какая же из морен северо-запада Московской области продолжается на юг, верхняя (как считает Мирчинк) или нижняя (как считает Розанов). В связи с этим не выяснена окончательно, как отмечалось, южная граница вюрмского ледника.

Очень большое внимание было уделено целым рядом геологов (Д. Н. Соболев, 1930; Г. Ф. Мирчинк, 1919; В. Н. Крокос, 1926 и др.) особенностям в строении послетретичных отложений Приднепровья. Двухморенные разрезы Смоленской области в пределах Полесья, в обрывах так называемой третьей террасы (уровень накопления вюрмских зандров считается за вторую террасу древнего Днепра) заменяются к югу следующим типом (сверху вниз): лёсс, валунный суглинок, слоистые пески, доледниковый суглинок и пески. Моренный горизонт, закрытый сверху лёссом, протягивается до Киева. Еще А. И. Набоких (1915) указал, что этот валунный суглинок южнее постепенно переходит в толщу флювио-гляциальных песков и вклинивается в так называемый средний ярус лёсса (подстилаемый и покрываемый лёссом же).

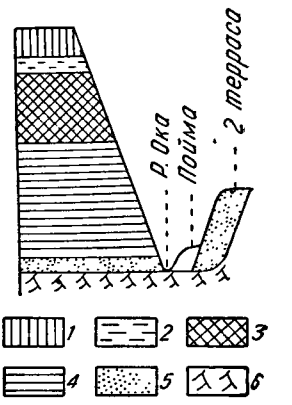
Возраст этого моренного суглинка был определен как рисский. Его распространение маркирует так называемый Днепровский ледниковый язык. Повидимому, рисский же возраст следует приписывать, согласно этому воззрению, и моренному горизонту, распространенному в пределах более восточного Донского языка.

Характерной особенностью в залегании этих моренных образований в Приднепровье и в бассейне Дона является, по Г. Ф. Мирчинку (1928), то обстоятельство, что они принимают непосредственное участие в сложении верхних надпойменных террас долин системы Днепра и Дона (на ряду с водоразделами), перекрытых также и лёссовыми отложениями. К этим высоким древним террасам в бассейне Днепра (Днепр, Припять и т. д.) прислонены нижние надпойменные террасы, лишенные морены, лёссового покрова и сложенные песчано-глинистыми древнеаллювиальными и флювио-гляциальными породами. В северной части Полесья эти отложения непосредственно сливаются с зандрами вюрмских (по Г. Ф. Мирчинку) конечных морен.

В бассейне Днепра (к югу от Речицы) под толщей рисской морены Г. Ф. Мирчинк указывает «горизонт красновато-бурых и бурых валунных супесей», которому он придает значение самостоятельного моренного слоя миндельского возраста. Межморенных слоев, содержащих межледниковую флору и фауну миндель-рисского возраста, пока не обнаружено. Только уже за пределами распространения миндельской (по Г. Ф. Мирчинку) морены (граница которой проводится по линии Речица — Москва) встречены, согласно этому автору, отложения, которым может быть приписан этот возраст. Общей чертой подобных разрезов (например, Лихвина), является то, что песчано-глинистые отложения с теплолюбивой флорой залегают здесь под слоем морены максимального оледенения, что и дает

право Г. Ф. Мирчинку (1929) доказывать их миндель-рисский возраст (фиг. 3).

Весьма важным вопросом в проблеме стратиграфии послетретичных отложений Восточноевропейской равнины является вопрос о принципах разделения лёссовых толщ Украины. Еще А. И. Набоких (1915) и Н. П. Флоровым (1916) было указано на присутствие в лёссовых отложениях горизонтов погребенных почв, выдерживающихся на значительном расстоянии. В. Д. Ласкарев (1912) придал этим горизонтам значение маркирующих стратиграфических слоев. Наиболее полно этот принцип разделения лёссовой толщи на отдельные ярусы, разделенные погребенными почвами, был развит В. И. Крокосом (1922, 1926 и др.), доказывавшим развитие на Южной Украине четырех ярусов лёсса и трех горизонтов погребенных почв, а в последнее время увеличившим число лёссовых ярусов до шести. Развитие погребенных почв указывает, согласно этим представлениям, на длительные перерывы в накоплении лёссовой толщи.



Фиг. 3. Разрез межледниковых отложений у гор Лихвина

1 — Лёсс. *2* — Лёссовидная супесь. *3* — Валунная супесь. *4* — Лёссовидная супесь (в нижней части озерные отложения). *5* — Песок. *6* — Девонские мергеля и известняки

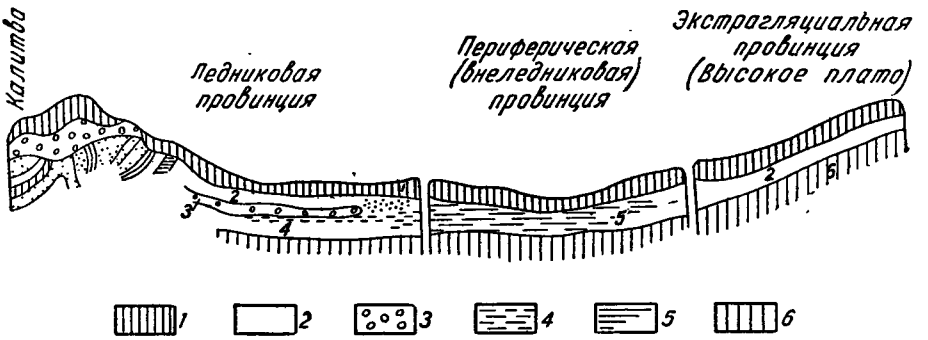
Исходя из стратиграфических соотношений лёссовых ярусов и морен, Д. Н. Соболевым и В. И. Крокосом было высказано предположение, что лёссовые ярусы формировались в периоды оледенений, а погребенные почвы в межледниковые. Тутковский (1889) считал, что лёссы образовались путем развевания зандровых приледниковых полей и отложения пыли в соседней экстрагляциальной зоне. Таким образом, лёссовые покровы теснейшим (и генетическим и стратиграфическим) образом связывались с комплексом ледниковых отложений, расположенных севернее лёссовой области.

Г. Ф. Мирчинк (1919), после некоторых первоначальных колебаний, позднее целиком присоединился к этому построению. Ярусность лёссовой толщи является в настоящее время в его глазах лишним аргументом в пользу схемы трехкратного оледенения Восточноевропейской равнины, а стратиграфические соотношения лёссовых ярусов и морен целиком подтверждают высказанные им предположения о границах древних оледенений. Так, например, морена максимального (рисского) оледенения переходит, согласно этим представлениям, в средний ярус лёсса и перекрыта вблизи границы своего распространения ярусом верхнего (вюрмского) лёсса (фиг. 4).

Выдвинутая А. П. Павловым и Г. Ф. Мирчинком идея многократного оледенения получила также подтверждение при изучении строения древнекаспийских отложений, проведенного, главным образом, П. А. Православлевым (1926 и др.). Последним было установлено по разрезам в Низовом Поволжье, что Каспийское море в течение постплиоцена испытало не менее трех крупных трансгрессивных фаз, названных бакинской, хазарской и хвалынской.

Имея в виду, что Каспийское море представляло собой в течение новейшего периода тип замкнутого, озерного водоема, П. А. Православлев каждую трансгрессивную фазу объяснял увеличением общего количества вод

в Каспийской впадине, происшедшим в силу периодического стока талых ледниковых вод, главным образом, по долине Волги (также Терека и Куры). Снова получилось убедительное соответствие: каждой трансгрессивной фазе соответствовал период оледенения. Так, бакинская трансгрессия соответствовала миндельскому оледенению, хазарская трансгрессия — рисскому, а хвалынская — вюрмскому.



Фиг. 4. Схема соотношения морен и лёссовых ярусов в Днепровском языке
1 — Вюрмский лёсс, *2* — Надморенная часть рисского лёсса, *3* — Морена Днепровского оледенения, *4* — Подморенная часть рисского лёсса, *5* — Пресноводная фация рисского лёсса, *6* — Подрисская часть лёссовой свиты (из работы Л. Лунгерсгаузен «О четвертичных отложениях у границы Днепровского языка»)

2. Некоторые новейшие палеогеографические данные и взгляды

Как мы видим из всего изложенного, выдвинутая А. П. Павловым и разработанная Г. Ф. Мирчинком схема трехкратного оледенения Восточно-европейской равнины, в результате столь широкого охвата различных явлений, приобрела значение руководящей. Альпийская терминология и метод широкой аналогии, базирующийся на принципе всеобщей синхронности оледенений, прочно, казалось бы, вошли в практику изучения четвертичных отложений Европейской части СССР.

Однако уже в самом процессе созидания этой схемы трех оледенений возникли серьезные разногласия; последние все росли и множились по мере оформления концепции и в настоящее время становится обычным довольно критическое отношение к ней и попытки постоянной ревизии.

Мы уже отмечали выше те расхождения, которые наметились в вопросе о границе последнего, вюрмского оледенения в центральной части Восточно-европейской равнины, в Калининской и Московской областях. Встреченные здесь две морены Мирчинк считал за рисскую и миндельскую, тогда как А. Н. Розанов (а также В. Г. Хименков и др.) на основании специального изучения этой территории рассматривал верхнюю морену как вюрмскую, а нижнюю как рисскую.

Аналогичное расхождение намечается между идеями Г. Ф. Мирчинка и рядом геологов (Д. Н. Соболев, А. М. Жирмунский и др.) для Смоленской области и Белоруссии. Граница вюрмского ледника, отмеченная, по мнению Г. Ф. Мирчинка, полосой конечных форм близ Копыля, севернее г. Орши, северо-западнее г. Смоленска, отодвигается к югу до Слуцка, Пропойска и Рославля (А. М. Жирмунский, 1929).

Основная идея Г. Ф. Мирчинка о совмещении границ вюрма с южной границей распространения «свежих» ледниковых форм рельефа, идея глу-

боко геоморфологическая, по своему существу, в обоих случаях опровергается соображениями стратиграфического характера. Соподчинение морен, порой довольно сложное (например, в Московской области), рисуемое Мирчинком, по мнению некоторых исследователей опровергается непосредственными исследованиями. Это, в свою очередь, дает основание ряду геологов изменить всю концепцию и конечноморенным грядам северной части Восточноевропейской равнины придавать значение лишь стадиальных (вплоть до неовюрмских) форм.

С другой стороны, выдвинутое сначала А. П. Павловым, а затем доказываемое Г. Ф. Мирчинком древнее миндельское оледенение Восточноевропейской равнины подвергалось также весьма большому сомнению: «Основное доказательство этого оледенения, — указывает Д. Е. Соболев (1930),— «миндельскую» морену по Днепру не только надо взять под сомнение, но и необходимо признать, что данных в пользу ее существования Г. Ф. Мирчинком пока не приведено».

Следует, впрочем, отметить, что в отношении геоморфологическом этот тезис о миндельском оледенении Восточноевропейской равнины не имеет особого значения. Согласно Г. Ф. Мирчинку, миндельский ледник Восточноевропейской равнины распространялся значительно меньше, чем последовавший за ним рисский, и следы деятельности первого, в силу этого, были целиком уничтожены и скрыты под покровом рисских ледниковых отложений.

Существенное в принципиальном отношении значение имеют высказываемые в последнее время некоторыми исследователями (В. Н. Сакс, 1934 г., отчасти П. А. Никитин, 1933 г., и др.) мнения о вюрмском возрасте Днепровского ледникового языка. Хотя эту мысль сейчас еще совершенно нельзя считать доказанной, однако возможность ее постановки явно подсказывается той дискуссией о границах вюрма, которая содержится в работах А. Н. Розанова, А. М. Жирмунского, Д. Н. Соболева и др.

Следует, впрочем, всячески подчеркнуть, что, в сущности говоря, все эти определения возраста и границ распространения моренных горизонтов доказываются не прямыми стратиграфическими соотношениями, установленными на широких площадях, а исключительно одиночными разрезами или косвенными данными, вытекающими из общей дедуктивной концепции или косвенных геоморфологических или палеонтологических соображений. Это обстоятельство и делает весьма дискуссионными подобные схемы общего характера.

Как мы уже видели выше, очень важная роль в системе доказательств полигляциализма падает на экстрагляциальные отложения. Среди них главенствующее значение придается лёссам. Схема лёссовой стратиграфии, основывающаяся вначале на факте вклинивания морены максимального оледенения в толщу лёссов, в настоящее время превратилась уже в вполне самостоятельную систему, широко используемую при определении возраста морен. Так, например, верхний ярус лёсса, которому был придан вюрмский возраст на том основании, что под ним лежит рисская морена (морена максимального оледенения), у многих авторов фигурирует как уже вполне достаточное доказательство рисского возраста подлежащей морены. Круг замкнулся; но основой всего построения осталось чисто дедуктивное определение рисского возраста подлёссовой морены, покоющееся на «альпийском» тезисе максимальности рисского оледенения.

В самое последнее время стали высказываться сомнения в правильности столь широкого и безапелляционного применения основного метода лёссовой стратиграфии (Н. Н. Соколов, А. Н. Мазарович и др.), сомнения в безусловном и постоянном стратиграфическом значении погребенных почв. Следует отметить, что с общей точки зрения почвоведения это положение, в сущности, уже давно должно было вызывать некоторые сомнения. Формирование почвенного горизонта является процессом вообще довольно быстрым и во много раз короче продолжительности ледникового и межледникового периода. С другой стороны, процесс развития почв почти везде происходит в неразрывной связи с явлениями денудации. Если в пределах водораздельных пространств развитие почвенного покрова постоянно сопрягается с размывом поверхности и смывом верхней части почвенной толщи, то на склонах и в депрессиях это же развитие протекает на фоне намыва, аккумуляции делювиального или аллювиального материала. Как известно, в результате этого сопряжения, несомненные делювиальные чехлы склонов постоянно прослаиваются целой серией погребенных почвенных горизонтов, разделенных пачками слабо окрашенного или не окрашенного гумусом делювия.

Совершенно аналогичную картину многоярусных погребенных почв мы постоянно встречаем в сериях террасовых отложений. Представлять себе почвенный покров какой-либо крупной территории в виде однообразного и непрерывного одного почвенного слоя будет неправильно. Этот покров, напротив, будет обладать большим разнообразием в отношении типов почв, прерывностью в своем распространении и ярусностью в ряде участков (на склонах и депрессиях). Вследствие этого последнего обстоятельства весьма часто получается так, что период формирования одного почвенного слоя на ровных водораздельных участках отмечен развитием целых серий почвенных слоев на склонах и депрессиях. Поэтому метод простого счета числа погребенных почвенных горизонтов в лёссовой толще и определение возраста лёссового яруса по числу находящихся под или над ней погребенных почвенных горизонтов, которым до последнего времени пользуются украинские геологи, а за ними и другие (которые делают еще большую ошибку, применяя этот метод к отложениям делювиального типа, напр. Шанцер), вряд ли может быть признан безупречным. Наши собственные наблюдения над строением лёссовой толщи в трех совершенно различных районах — в обрывах Днепра у Киева, в Приазовье и в обрывах Оби между г. Камнем и Новосибирском, совершенно убедили нас в том, что во всех случаях погребенные почвы имеют линзовидное строение, число их постоянно колеблется; часто меняя свое горизонтальное распространение, они выклиниваются, раздваиваются и т. д.

Интересно отметить, что с погребенными почвами в лёссах, в сущности, происходит то же, что и с моренами, при попытках конкретного их изучения в детальном масштабе и на небольшой территории. Общие дедуктивные схемы, постулирующие ту или иную систему соотношений слоев моренных или почвенных, в пределах конкретного небольшого района, оказываются неподтвержденными при ближайшем изучении последнего. В качестве примера мы сошлемся на тщательную работу В. Н. Чирвинского (1926) по окрестностям г. Киева, в которой постоянно упоминается о выклинивании погребенной почвы, о развитии ее («гумуссового лёсса») только местами, в виде нескольких или одного горизонта и т. д.

В силу всего изложенного мы можем уверенно утверждать, что установленная украинскими геологами стратиграфия лёссовой толщи по признаку погребенных почв, маркирующих смены межледниковых периодов ледниковыми, не может считаться настолько доказанной, чтобы ею можно было пользоваться столь не критически, уверенно и широко, как это иногда делается (как например, А. И. Москвитин, Е. В. Шанцер и др.).

Но, если даже согласиться с ее принципом, все равно, мы не будем иметь никакого права придавать погребенным почвам значение межледникового документа.

Следует вспомнить всю ту дискуссию о времени образования погребенных почв — в ледниковый или межледниковый период (В. Д. Ласкарев, А. И. Набоких, П. А. Тутковский, Д. Н. Соболев, Г. Ф. Мирчинк), чтобы придать всему этому вопросу характер только гипотезы. Но именно в этом аспекте мы можем иметь такое же право говорить о погребенной почве как порождении интерстадиала и этим самым совершенно дискредитировать очерченную выше «генеральную» схему лёссовой стратиграфии.

В сущности говоря, ряд геологов уже идет по этому пути, придавая надморенному лёссу или его части на севере УССР или в БССР значение неовюрмского или бюльского и т. д. (Н. П. Флоров, Д. Н. Соболев, Ф. В. Люнгерсгаузен и др.). [1]

Как общее заключение из сказанного выше, мы можем констатировать, что какие-либо стратиграфические концепции о числе оледенений имеют в стратиграфии украинского лёсса весьма шаткое подтверждение, в основе которого лежит слишком догматически примененный метод расчленения по погребенным почвам.

Совершенно аналогичную картину, в сущности, мы имеем с разрезом древнекаспийских отложений. В основу наиболее распространенной концепции здесь была положена идея о периодическом повышении уровня древнего Каспия вследствие увеличения количества воды в нем. Это увеличение непосредственно связывалось со стоком талых ледниковых вод с севера, что и давало возможность достаточно определенной синхронизации трансгрессивых фаз и оледенений (Православлев, Мирчинк). Если мы, однако, причиной колебания уровня Каспия будем считать не только увеличение воды в нем, но допустим возможность и тектонических причин (колебание дна Каспийской впадины или ее берегов), то вся схема может измениться кардинальным образом. Возможность тектонических причин колеба-

[1] В качестве яркого примера укажем на работу В. В. Резниченко (Різниченко В. В. До четвертинної історії району канівських дислокацій, Вісн. Укр. Геолог. ком., в. 5, 1924), в которой описывается надморенный лёсс с прослоями погребенных почв, соответствующих бюлю, гшницу и дауну.

Недавно А. И. Москвитин (Бюллетень Московского общ. испытателей природы, отдел геологии, т. XIII (3), 1935 г.) в небольшой критической заметке весьма резко реагировал на сомнение в безусловной правильности метода лёссовой стратиграфии по числу погребенных почв, высказанному Н. Н. Соколовым (Труды Почв. инст. АН, вып. 6, 1932 г.). А. И. Москвитин считает, что «признанию генетических типов и стратиграфического значения погребенных почв мешает признаваемая Соколовым за единственно правильную, но в действительности шатко обоснованную почвенно-элювиальную теорию происхождения лёсса Л. С. Берге». Эта фраза опровергает самого автора. Придерживаясь, видимо, совершенно непогрешимо, догматов эоловой гипотезы происхождения лёсса, он, раскритиковав подобным образом конкурирующую теорию, прошел мимо совершенно справедливых указаний Н. Н. Соколова на целый ряд неясных и неопределенных моментов в лёссовой стратиграфии, заставляющих самих авторов ее (например, В. И. Крокоса) постоянно колебаться в определении числа погребенных почв и их характера.

ний уровня Каспия в постплиоцене теперь, после многих работ о геологической истории Кавказа, Закавказья и Прикаспийской низменности (А. П. Герасимов, В. П. Ренгартен, Л. А. Варданьянц и др.), можно считать доказанной. Более того, сопоставление древнекаспийских террас на разных берегах моря, произведенное нами (1937), заставило нас высказать предположение о том, что несомненно эвстатической трансгрессией была лишь новейшая, верхнекаспийская или хвалынская. Более древние, начиная от акчагыльской, более всего были связаны с колебательными движениями суши в пределах северного Каспия. Если это действительно так (наш вывод в настоящее время имеет лишь характер предположения), то мы должны строить синхронизацию оледенений и трансгрессии Каспия на совершенно другой основе, чем это было сделано П. А. Православлевым. Не касаясь сейчас этого большого и специального вопроса, мы хотим только отметить, что уже сама возможность этого нового решения вопроса о причинах колебания уровня Каспия заставляет нас и эту систему доказательств полигляциальной концепции считать не бесспорной.

Этот новый, второй по счету, кризис как будто вполне сложившихся палеографических представлений по Восточноевропейской равнине достаточно ярко отмечается еще возникновением и развитием некоторых специальных теорий и взглядов в отношении условий образования ледниковых форм рельефа, значения тектонического фактора в истории развития речных долин и террас, и, наконец, в вопросе о путях развития флоры и фауны четвертичного периода.

Разрабатывавшееся трудами С. Н. Никитина, А. Миссуны, А. П. Павлова, Г. Ф. Мирчинка, С. А. Яковлева и др. учение о развитии целой системы конечноморенных гряд и других форм краевой ледниковой аккумуляции в северной части Восточноевропейской равнины, отмечающих собой границы древних оледенений или их стадий, требует теперь пересмотра с точки зрения новых взглядов о роли активного и пассивного (мертвого) льда в генезисе аккумулятивно-гляциальных форм рельефа (работы Р. Флинта, 1929, П. Вольдштедта, 1929, и др.; у нас К. К. Маркова, 1931; Н. Н. Соколова, 1934; А. И. Яунпутнина, 1934, и др.). [1]

Тектонический фактор — новейшие четвертичные тектонические движения — и их значение в развитии современного рельефа Восточноевропейской равнины стали выдвигаться в сущности лишь в самое последнее время (Г. Ф. Мирчинк, 1933; С. С. Соболев, 1937; В. В. Ризниченко, 1933; Л. А. Варданьянц, 1933, и др.).

Выше мы уже видели, на примере каспийских террас, какие важные коррективы в существующие схемы вносит учет возможных тектонических движений в постплиоцене.

Еще более наглядную иллюстрацию подобного рода имеем мы на берегах Черного моря. Начатое еще Н. И. Андрусовым (1925) систематическое изучение Крымских и Кавказских террас до сих пор не дало еще законченной и ясной картины. Террасы оказались значительно дислоцированными и попытки их синхронизации и взаимной увязки весьма трудны. Это видно, например, при сопоставлении попыток обобщения этих террас А. И. Москвитиным (1935) с материалами детальных исследований.

Для основной площади Восточноевропейской равнины в настоящее время постулируются весьма обширные и разнообразные зональные или

[1] См. ниже главу о геоморфологических областях.

дифференциальные эпейрогенические движения, развернувшиеся в четвертичное время. Эти движения имели, повидимому, весьма существенное значение в развитии современного рельефа. Так, например, развитием подобных движений объясняют сейчас погребение древних днепровских и волжских террас под покровами более молодого аллювия, или, наоборот, образование многочисленных террас развития (Подольское плато) в связи с прогрессивным поднятием. С. С. Собалев ставит в тесную связь дифференциальные эпейрогенические движения на Украине с глубиной вреза современных речных долин и строением их террас и лёссовой толщи.



Фиг. 5. Долина р. Днепра у Каховки; на переднем плане старица

Однако нельзя сказать, что этот весьма важный вопрос четвертичной палеогеографии имеет в настоящее время достаточную ясность. Можно считать доказанными заметные амплитуды эпейрогенических движений в четвертичное время и их дифференциальный характер, связанный с древней структурой, во всей экстрагляциальной полосе Восточноевропейской равнины. Так, например, для большинства тех выступов древнего фундамента Восточноевропейской равнины, о которых говорилось выше (гл. 1) свидетельствуют были движения положительного характера, а для предгорных впадин, возможно, отрицательные.

Количественный учет этих движений и их география, а также связь с аналогичными явлениями на севере и ледником, остаются еще не установленными с достаточной обоснованностью. Совершенно ясно, что необходимость подобного учета должна также весьма сильно усложнить и уточнить картину развития рельефа Восточноевропейской равнины в послеплиоцене.

Весьма чувствительный удар по сложившимся в четвертичной геологии Восточноевропейской равнины представлениям был нанесен монографическим выступлением палеонтолога В. И. Громова (1933). На основании сопоставления известных до настоящего времени находок послеплиоценовых млекопитающих В. И. Громов приходит к следующим основным выводам.

«1. Анализ палеонтологического материала по млекопитающим... не дает нам решительно никаких оснований для заключения о смене холодных и теплых фаунистических комплексов.

2. До конца рисс-вюрмского межледниковья никаких холодных фаунистических элементов нам не известно, и только в образованиях, относимых к последнему вюрмскому оледенению, появляются настоящие арктические виды (песец, белая куропатка, лемминг и т. д.)».

Совершенно аналогично этому, по мнению В. И. Громова (1933) и др., не чувствуется никакого влияния древних (довюрмских) оледенений на развитие человека. Менее отчетливую картину, с точки зрения В. И. Громова, дают флористические остатки.

Несомненное присутствие некоторых теплолюбивых растений (например, Brasenia) в песчано-глинистых отложениях, заключенных между двумя моренами, трактуются им или как находки интерстадиального типа, или же признаются неясными, «требующими более тщательного изучения и соответствующего освещения». Несмотря на последнюю неясность, мысли, развиваемые В. И. Громовым, дают основание для больших перспективных построений. Основным среди них является вывод о вюрмском возрасте максимального оледенения Восточноевропейской равнины, отчасти уже намеченной другими авторами (см. выше).

В новейшей работе В. И. Громов (1936) отказывается от этого своего последнего вывода. Хотя он попрежнему утверждает «непрерывность развития фауны на протяжении всего квартета и отсутствие разрывов, отвечающих рисскому и миндельскому оледенению...», однако холодное ледниковое время, отмеченное появлением настоящих арктических форм (северный олень, песец, белая куропатка), охватывает уже в новой схеме рисс, рисс-вюрм и вюрм. Некоторое противоречие со старыми взглядами (1933) разрешается В. И. Громовым следующим образом: «... Полная невозможность выделить какой-либо фаунистический комплекс, отвечающий так называемому «рисскому» оледенению, заставляет соединить его с вюрмским комплексом и рассматривать их вместе, как фауны единой, рисско-вюрмской ледниковой эпохи...».

Весьма большой интерес с точки зрения палеогеографических реконструкций представляют собой последние выступления В. Н. Сукачева (1928) как в печати с обзором данных по четвертичной флоре, так и на совещании Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода в Ленинграде, с материалами по флоре лёссов. Из всех приведенных В. Н. Сукачевым данных с достаточной обоснованностью вытекают следующие основные положения.

1. Остатки погребенной растительности в толще лёссовых отложений указывают на существование в четвертичное время в областях накопления лёссовых отложений и лесной и степной растительности приблизительно современного типа.

2. Единичные разрезы древних межледниковых так называемых миндель-рисских отложений в средней полосе Европейской части СССР, стратиграфическое положение которых, однако, оспаривается, содержит флору или близкую к современной или более теплую (Лихвин).

3. Подавляющее большинство так называемых новых межледниковых (рисс-вюрмских) отложений обнаружено в полосе вдоль юго-восточного края вюрмского ледника.

4. Межморенные слои в северной части Восточноевропейской равнины и на Европейском и Азиатском Севере (слои в льдах Новосибирских островов и другие), также относящиеся к этой рисс-вюрмской эпохе, содержат флору и фауну (для слоев бореальной трансгрессии) более теплую, чем современная (Валдай, Двинские слои, Вага и др.).

5. Достоверные остатки арктической (тундровой) флоры были найдены только в так называемых позднеледниковых (поздневюрмских) отложениях, где они часто сочетаются с формами лесными (окрестности Ленинграда, Вологда, Тотьма).

На этом мы закончим наш краткий обзор современного вопроса о числе и характере древних оледенений Восточноевропейской равнины и значении древних оледенений в развитии рельефа и поверхностных отложений Восточноевропейской равнины. В общем мы констатируем, в итоге нашего обзора, недостаточную еще разработанность большинства крупных вопросов палеогеографии постплиоцена, стратиграфии и палеонтологии четвертичных отложений Восточноевропейской равнины. Какие, все же, главнейшие положения палеогеографии Европейской части СССР в постплиоцене мы можем считать теперь все же достаточно доказанными? Ответ на этот вопрос мы даем в ряде нижеследующих положений.

1. Геоморфологический анализ ледниковых форм северной части Европейской части СССР с определенностью свидетельствует о развитии в ней не менее чем двух крупных ледниковых покровов — более древнего и мощного (так называемого рисского или днепровского) и более позднего и менее мощного (так называемого вюрмского или валдайского). Оба ледника двигались и таяли в неровной, пересеченной местности; вследствие этого, движение льда представляло сложную картину ледяных потоков среди более или менее пассивных ледяных массивов. Главная часть льда двигалась из области Фенно-Скандии. На севере-востоке, впрочем, развиты были Новоземельский и Уральские ледники.

2. Находки межморенных слоев с более теплой, чем современная, флорой, подтверждают это положение о двух самостоятельных оледенениях, разделенных межледниковым периодом и на севере межледниковой трансгрессией. Стратиграфические данные о существовании более древних, чем эти два последние оледенения, недостаточно надежны, как в части моренных отложений, так и в лёссовых разрезах, хотя, все же, они скорее указывают на существование и наиболее древнего миндельского или лихвинского оледенения.

3. Образование лёссов на юго-западе Европейской части СССР шло в связи с развитием ледникового покрова. Весьма вероятно, что в накоплении лёссовых толщ были местные (несомненные) и общие перерывы. Однако число этих общих перерывов не является точно установленным, хотя весьма вероятно, что последний длительный перерыв падал на межледниковую эпоху между последним и максимальным оледенением.

4. В развитии речных долин внеледниковой части Европейской части СССР чередовались фазы размыва и аккумуляции отложений. Эти фазы находились в связи с развитием ледниковых покровов и возможно, что для большинства рек фазы усиленной аккумуляции совпадали (в общих чертах) с периодами оледенений.

В развитии речных долин, однако, не менее существенную роль играли колебания уровня Черного и Каспийского морей и местные эпейрогени-

ческие движения различного знака. В виду того, что оба ряда последних событий не являются еще точно выясненными, история крупнейших долин Европейской части СССР известна лишь в общих чертах.

5. Также в общих чертах известна теперь четвертичная история Черного и Каспийского морей, испытавших в постплиоцене известные колебания уровня и солености. Не выяснены (с количественной стороны, во всяком случае) тектонические перемещения берегов морей.

6. Ископаемые остатки фауны и флоры устанавливают весьма умеренный характер климатических перемен на протяжении четвертичного времени во всей экстрагляциальной зоне Европейской части СССР. Эти перемены сводились к постепенному, прогрессивному похолоданию и росту континентальности климата в течение плиоцена-постплиоцена.

Некоторый заметный и быстрый сдвиг климатических условий в сторону похолодания совпадает, повидимому, с периодом максимального оледенения, после которого (в межледниковый период) устанавливается режим, сходный с современным.

7. Амплитуда климатических колебаний на севере Европейской части СССР, судя по флоре и фауне межледниковых слоев, была большей, чем на юге. Однако и здесь климатические условия не были совершенно отличными от современных. Так, например, в непосредственной близости к краю ледника были леса, часть которых, по всей вероятности, взбиралась и на лед, скрытый под покровом мелкозема.

III. ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХИ В ИСТОРИИ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Как уже отмечалось, последнее, вюрмское, оледенение Восточноевропейской равнины, согласно представлениям А. П. Павлова, Г. Ф. Мирчинка и пр., захватило лишь северную часть Восточноевропейской равнины, характеризующуюся прекрасной сохранностью разнообразных ледниковых форм рельефа (конечные, морены, озы, друмлины и т. д.).

Довольно обширный промежуток времени, охватывающий последние этапы развития ледяного покрова на севере Восточноевропейской равнины (вюрмского и последующий период, вплоть до современного, обычно обозначается как поздне- и послеледниковое время. Общая продолжительность его определяется де-Геером и др. в 17—18 тыс. лет.

На территории СССР наибольшее внимание уделялось изучению этих эпох послетретичного времени в работах, посвященных северной части Восточноевропейской равнины. В 1926 г. была опубликована весьма крупная работа С. А. Яковлева «Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей», основное содержание которой посвящено событиям этого самого последнего этапа геологического и геоморфологического развития северо-запада Европейской части СССР.

Общая последовательность событий, согласно С. А. Яковлеву, заключается в следующих пяти основных циклах:

1. Отступление ледника и образование из талых вод ледника системы ледниковых бассейнов (в том числе так называемого Рыбного бассейна).

2. Ингрессия морских вод, образовавших ильдиевый морской бассейн.

3. Отчленение от океана с образованием замкнутого анцилового бассейна.

4. Снова ингрессия морских вод с образованием литоринового морского бассейна.

5. Сохранение литоринового моря до границ современного Балтийского моря с промежуточной фазой небольшой Древнебалтийской трансгрессии.

Основными причинами этих геологических событий, согласно С. А. Яковлеву, были колебательные дифференциальные движения суши, обусловливавшие трансгрессивные и регрессивные перемещения береговых линий, а также образование морских проливов и определенный цикл климатических перемен, известный под названием послеледниковых периодов Блитта-Сернандера.

Как результат всех этих геологических событий, северозападная часть Восточноевропейской равнины (в частности, окрестности Ленинграда) приобрели весьма сложное геологическое и геомофологическое строение. На ряду с типично ледниковыми формами, главным образом аккумулятивными (конечноморенные гряды, озы, камы и др.), здесь получил развитие, согласно С. А. Яковлеву, ряд абразионных террасовых форм (литориновые, анциловые и иольдиевые террасы и равнины, уступы глинта и т. д.) и более поздние формы эрозии и аллювиальной аккумуляции (в том числе дельта р. Невы). Также весьма усложнился разрез отложений, главным образом, за счет появления ряда морских и озерных горизонтов.

В ряде работ К. К. Марков (1931), на основании специальных произведенных им исследований и обширного фактического материала, подвергает схему поздне- и послеледниковой истории северо-запада Восточноевропейской равнины С. А. Яковлева весьма основательной критике и выдвигает новую, в которой весьма широко проводится сопоставление с историей соседних, пограничных с Европейской частью СССР, стран.

Главенствующее значение в развитии рельефа Ленинградской области К. К. Марков придает процессам, связанным с былым присутствием в нем активного и пассивного (мертвого) льда и последующей озерно-ледниковой аккумуляции.

Для большей части области им совершенно отрицается развитие абрационных форм и поздне- и послеледниковая история территории представляется в виде истории, главным образом послеледниковых, внутриледниковых и плотинных бассейнов, образовавшихся вследствие таивания ледника в присутствии глыб мертвого льда. «Позднейшие колебания Балтики, — пишет К. К. Марков, — полностью умещаются в узкой прибрежной полосе Финского залива».

Для нашего общего рассмотрения событий постплиоцена на Восточноевропейской равнине важны сейчас, однако, не эти различные данные по тем или иным формам рельефа и элементам геологического строения.

Чрезвычайно существенным оказывается использование этого частного на первый взгляд геоморфологического и геологического материала для суждения о тех событиях общего характера, которые могли иметь непосредственное влияние на развитие почвенного покрова крупных территорий, по крайней мере, на севере Восточноевропейской равнины. Такими событиями, в первую голову, должны были оказаться совсем еще недавние послеледниковые смены климатического режима, устанавливаемые на основании, главным образом, палеоботанических данных.

Влияние этих изменений климата на развитие почвенного покрова Восточноевропейской равнины учитывалось различными авторами уже

довольно давно (например, в известной дискуссии о надвигании леса на степь в лесостепной полосе, см. работы С. И. Коржинского, 1888; И. В. Тюрина, 1930, и др.). В недавнее время, к этой теме в общей форме вернулся Н. Н. Соколов (1933), давший весьма обстоятельное исследование на тему о «возрасте и эволюции почв в связи с возрастом пород и рельефа». Этим автором как раз и было подчеркнуто то обстоятельство, что для «современного почвенного покрова наибольшее значение имеют колебания климата в поздне- и послеледниковое время, когда этот покров формировался». Это заключение основывалось на известном факте ледникового и послеледникового возраста тех отложений, на которых развиты по преимуществу почвы северной части Восточноевропейской равнины.

Обращаясь теперь к краткому обзору современных данных по этим новейшим изменениям климатического режима, мы должны прежде всего подчеркнуть, что растительные остатки, послужившие материалом для изучения поздне- и послеледникового времени, были найдены в весьма разнообразных по своему происхождению отложениях. Наибольшее значение для интересующей нас проблемы имело изучение погребенной пыльцы древесных пород, главным образом, в торфяниках. Последовательное изучение состава этой пыльцы и его изменения по вертикали (т. е. во времени) — составление так называемых пыльцевых спектров и диаграмм — дало существенный материал по вопросу о последовательном изменении (во времени) состава лесной растительности в ряде пунктов Северной Европы. Это, в свою очередь, служило материалом для довольно широких палеогеографических и палеоклиматических реконструкций.

Исследования подобного рода произведены рядом скандинавских, датских и германских ученых. Среди них мы должны назвать прежде всего имена Блитта и Сернандера, к которым восходит начало палеогеографических реконструкций подобного типа, а затем Поста, Андерсона, Гамса, Шафера и др.

Основной вывод подобных исследований для Скандинавии, Прибалтики и Северной Германии заключается в установлении совершенно закономерного изменения климатических условий в поздне- и послеледниковое время. Согласно господствующим воззрениям школы Блитта-Сернандера эти изменения имели характер двух крупных циклов, включающих фазы сухого и теплого (бореального) и теплого и влажного (атлантического) климатов. Каждая из этих фаз имеет отражение в составе лесной растительности: древняя бореальная фаза характеризовалась преобладанием сосновых, еловых и березовых лесов, атлантическая — преобладанием лиственных, главным образом дубовых. Новейшая суббореальная фаза оказалась зафиксированной в так называемом пограничном горизонте торфяников и новом широком расселении хвойных пород; новейшая субатлантическая фаза отмечена повышением доли пыльцы широколиственных пород. Если к сказанному добавить еще указания на существовавшие в первые моменты позднеледникового времени карликовой, кустарниковой растительности из полярной ивы, карликовой березы и др. (дриасовая флора, арктическая фаза), то все основные элементы наиболее распространенных схем поздне- и послеледникового времени окажутся налицо.

Следует отметить, что на территории СССР подобные систематические палеоботанические исследования новейших отложений были развернуты сравнительно недавно. Первую попытку их применения сделал С. А. Яков-

лев в упоминавшейся выше работе, посвященной развитию рельефа окрестностей Ленинграда (1926).

В последнее время подобные работы были особенно широко развиты В. Н. Сукачевым (1928) и В. С. Доктуровским (1930), которому и принадлежит сводная схема послеледниковых эпох СССР.

Как мы видим из этой схемы, результаты палеоботанических исследований в северной части СССР целиком соответствуют шкале, разработанной главным образом скандинавскими учеными, и дают, в сущности, ту же картину смен бореального периода (теплого и сухого климата с сосново-березовыми лесами), периодами антлантическими (теплым и влажным с дубово-березовыми лесами) и затем снова суббореальным (теплым и сухим с массовым высыханием болот, формированием пограничного горизонта и развитием сосны) и субатлантическим (холодным и влажным).

В целях полной объективности в рассмотрении всего вопроса об изменении климата в поздне- и послеледниковое время следует указать, что в последнее время только что обрисованная схема Блитта-Сернандера (для СССР — Доктуровского) подвергается довольно решительной критике.

Сущность этой критики заключается в отрицании того цикличного хода климатических перемен, который устанавливается схемой Блитта-Сернандера (бореальный — атлантический, суббореальный — субатлантический). Согласно воззрениям Андерсона, Гамса и других исследователей, изменение климатической обстановки в поздне- и послеледниковое время имело более простой и плавный характер, а именно, от типа арктического и субарктического (точнее гляциального) к типу умеренно теплому и затем умеренно холодному.

Это направление получало отражение и в советской литературе. В недавно опубликованной статье доказывается следующий характер геоботанических и климатических изменений в поздне- и послеледниковое время.

1) Приледниковая, тундровая и лесотундровая фаза, отмеченная комплексом «дриасовой» флоры.

2) Сухая фаза, «фаза суховеев» (отмеченная редукцией болот и озер).

3) Фаза островных еловых лесов (холодная лесостепь, аналог Средней Якутии).

4) Фаза сосново-березовых лесов.

5) Фаза широколиственных лесов (теплая фаза).

6) Фаза еловой тайги (фаза новейшего похолодания).

Как мы видим из этой схемы, в ней отсутствуют указания на новый цикл усыхания (суббореальный), непосредственно предшествующий современному более холодному периоду. К этому же взгляду, следует отметить, примыкают Д. К. Зеров (1933), устанавливающий для Северной Украины изменения в составе лесов от ивово-березово-сосновых через сосновые и дубово-еловые к современным грабово-дубово-сосновым, и Г. Гроссет (1935).

К сожалению, непосредственные указания подобного палеоботанического типа для южной степной части Восточноевропейской равнины совершенно отсутствуют. Для решения подобных вопросов в данном случае имеется единственный метод широкой аналогии, к которому неоднократно обращались и ранее. Упоминая сейчас об этом, мы имеем прежде всего в виду известный вопрос о существовании послеледникового ксеротермического периода на всей территории Европейской части СССР.

Схема послеледниковых эпох Европейской части СССР (по В. С. Доктуровскому)

Периоды по Блитт-Сернандеру	Торфы средней части	Развитие лесов по данным пыльцевого анализа		Ботанико-географические и другие изменения на территории Европейской части СССР
		северо-западная часть	средняя часть	
Субатлантический (холодный и влажный)	Неразложившийся сфагновый торф в верховых болотах Ленинградской и Калининской областей. Верхний слой осокового торфа в низинных торфяниках	Увеличение сосны (30—50%) и березы. Сокращение смешанно-дубовых лесов. Некоторое увеличение ольхи (до 12%). В начале периода максимум распространения ели (до 45—50%)	Сосна до 55%. Береза увеличивается в количестве к современному периоду до 40%. В середине периода минимум березы (до 18%). Исчезновение смешанно-дубовых лесов и ольхи. Увеличение и максимум ели (до 45%) с убыванием к современному периоду	Значительное увеличение торфяных болот. Время наступления тундры на лес и леса на степь
Суббореальный (теплый и сухой)	Пограничный горизонт (разложившийся сфагновый торф с пнями сосны и пушицей в верхних болотах), среди мхов главным образом. Слой с пнями березы и сосны в низинных торфяниках	Некоторое сокращение ели с соответствующим увеличением сосны. Временами в начале периода — максимум смешанно-дубовых лесов и ольхи	Усиливающееся распространение сосны (до 30—40%). Продолжающийся максимум (начиная с атлантического периода) смешанно-дубовых лесов (до 20%) и ольхи, или максимум этих видов падает на этот период	Массовое высыхание торфяных болот по всему СССР. Дюны у Сестрорецка. Проникновение степных растений в северные районы
Атлантический (теплый и влажный)	Внизу сфагновый торф, частично разложившийся (большей частью неразложившийся — в верховом болоте — из *Sphagnum fuscum*) Нижний слой осокового торфа низинных торфяников	К концу периода максимум смешанно-дубовых лесов (до 15—20%) и ольхи (до 30%) Преобладание березы (до 50—80%). Распространение ели	К концу периода максимум развития дубовых лесов (16—20%) и ольхи (до 15%), также орешника (до 8%) или увеличение развития этих видов в пограничном горизонте Примерно в середине периода — максимум березы (55—60%). Ель в небольшом проценте	Значительное развитие болот. Распространение широколиственных лесов. К концу периода высыхание озер
Бореальный (теплый)	Гипно-осоковый торф, часто с тростниками, частично сфагново-торфяной. Нижний ярус пней.	Характерное преобладание сосны (до 60%). Незначительный процент смешанно-дубовых лесов и ольхи; ель отсутствует	Максимум сосны (до 60%), береза в количестве 40—50%, смешанно-дубовых лесов до 10%, ольхи до 2—3%. Резкое уменьшение ели и ивы	Обилие озер с отложениями гиттии
Пребореальный (холодный)	Гипновый торф; озерные отложения (гиттия) с сфагнумом и тростником	Ели до 10—12%, сосны до 40%, березы до 40—80%, ивы 10% и больше. Другие виды отсутствуют	Преобладание пихты (до 40%), ели до 40%, березы до 20%, ивы 10% и больше	Арктическая флора в сапроколе под торфом в Толпоповском болоте у Тосны (близ Ленинграда) и близ Вологды

Этот ксеротермический период (точнее ксеротермическая подфаза), как мы уже видели, выделяется на севере (в схеме Доктуровского) в конце суббореальной фазы. Н. Н. Соколов (1932) непосредственно связывает эту весьма недавнюю фазу сухого и теплого климата на севере Восточноевропейской равнины с постулируемым многими авторами ксеротермическим периодом на юге. В связи с этим, время существования сухого климатического периода определяется в пределах от 2000 до 500 лет до нашей эры.

Следует отметить, что в почвенно-географической литературе с недагней ксеротермической фазой развития связывают весьма важные и крупные события, как например, развитие степных почв (черноземных) во всей современной полосе лесостепи и солонцовых и солонцеватых почв на юге и юго-востоке. Известная теория происхождения серых лесных почв лесостепи путем деградации черноземных почв, происшедшей вследствие надвигания леса на степь в современный период (очевидно, более влажный по сравнению с предшествовавшим), опирается, в основном, именно на это представление о древнем ксеротермическом периоде. Также и почти повсеместная солонцеватость почв сухой степи на юго-востоке Восточноевропейской равнины и обилие солонцов и солодей в ней объясняется Д. Г. Виленским (1924) и отчасти акад. К. К. Гедройцем древней фазой засоления этих почв в условиях более сухого климатического режима, чем современный.

Наконец, Л. С. Берг (1929) связывает распространение лёссовидных пород в центральной части Восточноевропейской равнины с былым степным режимом в ксеротермический период.

Как уже отмечено выше в новейших палеоботанических работах, особый послеледниковый «ксеротермический» период отрицается. В нашей литературе, весьма энергично высказался недавно в том же смысле Гуго Гроссет. Повидимому, эти новые веяния, а также ряд собственных почвенных наблюдений заставляют и почвоведов намечать новые пути решения «лесостепной проблемы», в частности без апелляции к былому «ксеротермическому» периоду. [1] Однако нам представляется, что подобный путь решения этой последней проблемы вряд ли вполне справедлив. При широком географическом подходе те свидетельства былых степных условий в южной части современной лесной зоны, которые приводятся геоботаниками, географами и почвоведами [2] и отчасти упомянуты выше, мы никак не можем признать малозначащими.

Получающееся вследствие этого видимое противоречие с данными новых палеоботанических исследований, возможно, устраняется следующим образом.

Нам представляется весьма вероятным, что ксеротермический период на юге был одновременен с климатическим оптимумом на севере (атлантической фазой, или фазой широколиственных лесов), так как общей причиной того и другого было повсеместное повышение температуры. Это повышение температуры при той степени влажности климата, которая свойственна северу, создало «атлантический» тип климата, на юге же усилило элементы аридности, создало черты ксеротермического режима.

Основанием для такого предположения является, во-первых, факт широкого распространения в «атлантическую фазу» широколиственных, т. е.

[1] См., например — очерк И. В. Тюрина «Почвы лесостепи» в настоящем сборнике.

[2] См. по этому поводу очерки о растительности и о черноземных почвах в настоящем сборнике.

теплолюбивых лесов (в частности дуба), а, во-вторых, то, что именно область современной лесостепи является в настоящее время весьма характерной климатической гранью, где выравниваются испарение и осадки (все более превышающие последние по мере движения к югу), формируется устойчивый максимум осадков в течение теплого лета и проходит полоса повышенного давления (большая ось континента А. И. Воейкова, 1927).

Все эти весьма существенные особенности климата лесостепной области в своей совокупности определяют не постепенное изменение климатических условий (нарастания аридности) по мере движения к югу из лесной в степную области, а напротив, создают резкий перелом последних, выражающийся, в частности, в существенном изменении режима влажности в степи, с отчетливым выявлением устойчивого дефицита влаги в атмосфере.

Совершенно ясно, что потепление климата и повышение среднегодовой температуры, должно повести к еще большему росту дефицита влаги, т. е. к увеличению аридных черт в климатическом режиме, что не произойдет к северу от нашего климатического рубежа. Повышение температуры вызовет на севере более усиленную циркуляцию влаги и обусловит абсолютное повышение влажности атмосферы, т. е. в итоге вызовет элементы более влажного («атлантического») режима.

Таким образом, потепление климата, повышение средней температуры года, в так называемый «атлантический» (теплый) период послеледникового времени должно было, по нашему мнению, способствовать общему, хотя и небольшому, видимо, передвижению границы леса и степи к северу. Напротив, похолодание, имевшее место позднее и обусловившее смену лесов в северной части лесной зоны, в области лесостепи выразилось в перемещении границы леса к югу, т. е. в наступании леса на степь.

Не имея возможности далеее останавливаться на этих важных, но недостаточно еще разработанных, вопросах, мы считаем необходимым подчеркнуть во всей проблеме эволюции лесной растительности в поздне- и послеледниковое время следующие существенные и бесспорные моменты. В развитии растительного покрова самых северных областей Восточноевропейской равнины отсутствовали, если не считать исходной арктической или гляциальной фазы, радикальные перемены типа растительности, как например, лесной растительности на степную. Это, следовательно, дает основание утверждать известное постоянство растительных зон Восточноевропейской равнины в их центральных участках в течение послеледникового времени. Значительные изменения в типе растительного покрова и, в частности, смена лесного типа степным могла, повидимому, иметь место, как мы уже видели выше, только в южной краевой части лесной зоны, а также и на севере, в области лесотундры.

Вместе с тем, в развитии лесного растительного покрова северной части Восточноевропейской равнины наблюдались значительные изменения в составе лесов и, что еще важнее для нас, в степени напряженности процессов задернения, заболачивания и оподзоливания. Фазу ослабления процессов заболачивания В. С. Доктуровский (1930) относит к суббореальному периоду, а некоторые — к эпохе развития широколиственных лесов (что, видимо, более правильно).

Таким образом, если пробовать обрисованную выше палеоботаническую схему интерпретировать с почвенной точки зрения, мы естественно должны

будем для самой северной (лесной) части Европейской части СССР установить следующие, видимо, достаточно бесспорные фазы развития почвенного покрова в поздне- и послеледниковое время.

1) Фазу тундровую (гляциальную), безлесную или лесотундровую с резким преобладанием процессов заторфовывания, заболачивания (оглеения) и с элементами оподзоливания.

2) Фазу формирования комплексов болотных и луго-болотно-подзолистых почв, соответствующую фазе хвойных лесов или бореальной.

3) Фазу прогрессивного оподзоливания в условиях подавления болотного процесса, расцвета лугового (дернового) и развития комплексов луго-подзолисто-буроземных почв, соответствующую фазе широколиственных лесов или атлантической.

4) Новейшую фазу заболачивания и развития комплексов луго-болотно-подзолистых почв.

Обращаясь теперь к южной степной части Восточноевропейской равнины и исходя из того же предположения об относительной стабильности (может быть еще большей, чем на севере) общих физикогеографических условий в этой части Восточноевропейской равнины в течение поздне-и послеледниковой эпохи, мы можем аналогичную схему для юга представить в следующем виде.

1) Древняя фаза широкого развития процессов смыва и аккумуляции нового материала, залужения, выщелачивания и деградации (на севере) развившихся ранее степных почв, соответствующая, вероятно, периоду развития ледникового покрова в северной части Восточноевропейской равнины (фаза холодного и влажного климата, ледниковая).

2) Фаза прогрессивного ослабления процессов выщелачивания и последовательного развития и распространения степного черноземного, почвообразовательного процессса в южной и средней части современной степной зоны. Соответствует позднеледниковому времени и фазе постепенно теплеющего климата (позднеледниковая).

3) Фаза максимального ослабления процессов выщелачивания и деградации в северной и средней части современной степной зоны и широкого развития черноземного почвообразовательного процесса. В этой фазе вероятны более или менее заметные сдвиги ландшафтно-географических зон к северу по сравнению с их современными границами. Фаза соответствует, предположительно, атлантической в лесной зоне или фазе широколиственных лесов. Мы ее назовем ксеротермической послеледниковой фазой.

4) Современная фаза — фаза прогрессивного увеличения процессов выщелачивания и деградации в северной части современной степной зоны и развития современных черноземных почв различной степени выщелоченности.

IV. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Происхождение современных форм поверхности Европейской части СССР можно представлять себе, с общей точки зрения, как преимущественный результат непосредственного в северной части и косвенного в южной воздействия ледникового покрова на первичные доледниковые формы Восточноевропейской равнины. Еще в первой главе мы, в кратких словах, охарактеризовали последние формы. В следующих частях нами была обрисована картина древнего оледенения. Таким образом, настоящая глава, посвящен-

ная геоморфологическому районированию, должна явиться естественным заключением предшествовавших.

Основным принципом геоморфологического районирования может и должен явиться принцип историко-генетический. Как мы уже отмечали, наиболее последовательной попыткой такого рода для Восточноевропейской равнины является схема, предложенная В. Д. Ласкаревым (1916). Эта схема очень обща и в некоторых разделах недостаточно точна. Однако, все же, мы считаем возможным взять ее за основу нашей системы разделения. Мы различаем на территории Европейской части СССР следующие главнейшие геоморфологические области.

1. Северная зона ледниковых и приледниковых равнин, представляющая собой более или менее выравненную но все же различно построенную зону, укрытую на большей части площади покровом ледниковых и флювио-гляциальных отложений с насаженными ледниково-аккумулятивными или ледниково-выработанными формами рельефа и накопленными, флювио-гляциальными.

Эта северная зона древнеледникового рельефа делится, прежде всего, на две части: северную, характеризующуюся хорошей сохранностью ледниково-аккумулятивных и деструктивных форм, и южную, где ледниковые формы подверглись уже значительной переработке и изменению, главным образом под влиянием эрозии.

Как понятно из всего вышеизложенного, граница между этими двумя крупнейшими частями северной зоны проводится по линии Минск — Смоленск — Калинин — Вологда, т. е. по гипотетической границе последнего оледенения.

В пределах северной части ледниковой зоны выделяются следующие три весьма различные геоморфологические области: Карельско-Кольская (см. карту) (*1*), Северо-западная (*2*) и Северная (*3*).

Карельско-Кольская область характеризуется относительно слабым развитием покрова ледниковых отложений и широким распространением форм ледникового выпахивания. Основу района составляют древние породы кристаллического сложения.

Северо-западная область характеризуется, напротив, довольно мощным развитием покрова ледниковых отложений и преобладанием форм ледниково-аккумулятивных, свойственным зонам пассивно-активного покровного льда (напорно-моренные гряды, камы, озы и т. д.). Основу района составляют плотные палеозойские отложения, местами залегающие довольно глубоко, местами же слагающие плато (например, силурийское плато) или валообразные поднятия (Валдай и др.).

Северная область также на большей части своей площади укрыта с поверхности довольно мощным покровом ледниковых отложений, среди которых, впрочем, в северной части вклиниваются осадки бореальных морских трансгрессий.

Область имеет довольно сложную и в деталях еще не выясненную структуру поверхности. На крайнем северо-востоке, между Полярным Уралом и сглаженной холмистой грядой Тимана (*4*), располагается обширная Печорская область. К западу от Тимана располагается холмистая Двинско-Мезенская равнина.

В пределах южной части ледниковой зоны Европейской части СССР следует различать не менее четырех самостоятельных геоморфологических обла-

стей, а именно область Полесья (*5*), Центральную (*6*), Окско-Ветлужскую (*7*) и Северо-восточную (*8*).

Из всех этих областей Полесье и Окско-Ветлужская имеют наибольшее сходство. Обе они представляют собой древние районы перигляциальных депрессий с довольно мощным развитием покрова ледниковых и, главным образом, флювио-гляциальных и древнеаллювиальных отложений.

Центральная область характеризуется весьма сложным построением рельефа из элементов доледниковых (валообразные поднятия и впадины, например, Клинско-Дмитровская гряда, Костромская впадина и др.) ледниковых (конечноморенных, холмистоморенных), приледниковых (зандры, скопления древнеаллювиальных отложений) и эрозионных. В области широкое распространение имеют так называемые покровные отложения. Эрозионные и аллювиально-аккумулятивные формы, как правило, отличаются большим разнообразием, так как речные долины составляются из участков различного происхождения.

Северо-восточная область характеризуется довольно равнинными очертаниями, наличием ряда пологих, слабо расчлененных валов, сложенных палеозойскими и мезозойскими отложениями. С поверхности область сложена в основном валунными и покровными отложениями.

2. Южная зона накопленных (морских, лёссовых и аллювиальных) и выработанных (эрозионных) возвышенных и низких равнин, делится на следующие области.

1) Юго-западную (Украинскую) лёссовую область, представляющую собой в центральной и южной частях древнюю депрессию (Днепровскую и Причерноморскую), сверху закрытую лёссовым покровом, а в окраинной зоне построенное плато-равнину (Подольское плато) и окраину Среднерусской возвышенности с развивающимся на ней выработанным долинным ландшафтом.

2) Центральную (Среднерусскую) возвышенность, не покрывавшуюся в главной своей части ледниковым покровом, сложенную коренными, вплоть до третичных, отложениями, сверху закрытыми толщами покровных суглинков. Развитие рельефа в центральной возвышенности шло, главным образом, по пути эрозионного расчленения.

3) Донецкий кряж, сложенный, главным образом, коренными породами, лишь отчасти прикрытыми лёссовыми отложениями.

4) Доно-Донецкую равнину, сложенную, главным образом, верхнетретичными и более древними отложениями, сверху закрытыми покровом красно-бурых глин и бурых лёссовидных суглинков.

5) Донскую равнину, представляющую собой обширную доледниковую депрессию (аналогичную Днепровской), выполненную толщей ледниковых, флювио-гляциальных и покровных (лёссовидных) отложений.

6) Приволжскую возвышенность, сложенную, главным образом, коренными породами (юра-мел-третичными), лишь отчасти прикрытыми ледниковыми (на западе) делювиальными и аллювиальными отложениями. Область древней эрозии с разнообразными эрозионными формами. На юге имеет характер выравненного плато (Ергени).

7) Вятско-Камскую возвышенность, характеризующуюся расчлененным эрозионным рельефом, выходами коренных пород и значительным развитием покровных и террасовых, древнеаллювиальных отложений.

8) Заволжскую возвышенность, по ряду геологических и геоморфологических черт весьма напоминающую Приволжскую. Отличием является другой состав коренных отложений, слагающих область, а в связи с этим иные в литологическом отношении типы делювия, аллювия и формы эрозионного расчленения.

9) Прикаспийскую низменность, представляющую собой, как уже отмечалось, молодую морскую аккумулятивную пониженную равнину с наложенными и насаженными аллювиально-аккумулятивными дефляционными и суффозионно-карстовыми формами.

10) Предкавказскую равнину, сложенную мощной толщей лёссовидных суглинков, с формами позднейшего эрозионного расчленения.

11) Крым, резко делящийся на так называемую степную равнину Северного Крыма (плато, сложенной верхнетретичными отложениями) и южный (низкогорная гряда с приморским склоном).

12) Систему приволжских впадин, выполненных песчаными и суглинистыми отложениями водного происхождения (флювио-гляциальными на севере) и проливообразных соединений между ними.

Как видно из этих кратких характеристик и изложенного выше в других главах, история развития отдельных геоморфологических областей Европейской части СССР весьма различна.

Развитие рельефа в первой, северной зоне, теснейшим образом связано с развитием и деятельностью ледникового покрова и послеледниковой эрозии. Однако, по ряду черт — сохранности ледниковых форм рельефа, мощности и характера покрова ледниковых отложений, особенностей доледникового рельефа и состава цоколя «коренных» пород — здесь, как мы уже отмечали, следует различать ряд областей. Для северной Фенно-Скандинавской области наиболее характерными следами былой деятельности ледника являются гряды конечных морен, друмлин и оз, в большом количестве разбросанных по стране и весьма разнообразящих ее поверхность. Из форм ледниковой деструкции наиболее обычны обработанные льдом скалы — «бараньи лбы», испещренные ледниковой штриховкой. Эти формы ледникового выпахивания весьма резко здесь выделяются вследствие малой мощности покрова ледниковых отложений и частому выходу на дневную поверхность кристаллического цоколя страны (гнейсов, гранитов, диоритов, сиенитов, кристаллических сланцев и т. д.).

На ряду с ледниковыми формами, область Карелии и Кольского полуострова обладает сложным рисунком древних и молодых тектонических сбросовых трещин, определивших, в частности, особенности орографии невысокого Хибинского горного массива. Широкое развитие озер (плотинных и тектонических) и молодость гидрографической сети представляет собой также достаточно характерные черты ландшафта описываемой области.

Северо-западная область обладает большой геоморфологической сложностью. Значительные неровности доледниковой поверхности — впадины, увалы, сложенные коренными породами (палеозойскими в основном), обусловили весьма сложное и неравномерное распределение ледяного покрова в этой области. Крайне важным, с точки зрения новейших воззрений (К. К. Марков, 1931; Н. Н. Соколов, 1934) было здесь образование мощных глыб мертвого, неподвижного льда, среди которых проходили ледяные потоки. Уже это обстоятельство определило развитие в этой зоне весьма разнообразных гляциальных форм «напорного» типа (фиг. 6). С другой стороны,

эта же особенность весьма глубоко влияла и на последующий, особенно позднеледниковый морфогенез, когда среди неподвижных, медленно тающих глыб мертвого льда образовывались разнообразные внутриледниковые и плотинноледниковые озера, русла последниковых потоков и т. д. Целый ряд форм современной поверхности остался в наследство здесь от этого этапа развития. Среди них особо выделяются напорноморенные, озовые и камовые формы, часто формировавшиеся, очевидно, далеко от края ледника в условиях ледникового контакта (ice contact).



Фиг. 6. Четвертичные дислокации (плицидислокации) горы Наплавы. Предварительно (фото С. С. Соболева)

Изучение этих форм нельзя считать сколько-нибудь завершенным. Напротив, оно только начинается, хотя уже на первых этапах совершенно меняет господствовавшие ранее убеждения. Наиболее разительный пример тому — напорноморенные формы, огульно рассматривавшиеся ранее как типичные конечноморенные гряды, маркировавшие окончание ледяных языков.

Значительная часть этих форм поверхности в послеледниковое время подверглась той или иной эрозионной деструкции. Однако в целом весь комплекс древнеэрозионных форм северной части СССР еще очень хорошо сохранился, и наша северо-западная область целиком поэтому подходит под определение равнины с хорошо сохранившимся ледниковым аккумулятивным ландшафтом.

Северо-восточная область северной части Восточноевропейской равнины освободилась от льда на главной своей площади, видимо, значительно ранее северо-запада. В соответствии с этим, ледниковые формы рельефа здесь характеризуются значительно меньшей сохранностью (размывом, большей смещенностью и т. д.). В рельефе области преобладают равнинные или полого-холмистые площади, укрытые с поверхности маломощным по-

кровом суглинистых (частью лёссовидных) и супесчаных «покровных» отложений. Вместе с тем в строении области принимает участие ряд сильно сниваллированных возвышенных гряд (Н. Г. Кассин, 1928) типа сложенной горной возвышенности (Тиман) (Н. Г. Кобозев и А. В. Хабаков, 1931; Чернышев, 1915) или пологих антиклинальных валов (вятские увалы и др.), или, наконец, конечноморенных, в основе которых залегают все же коренные породы (Клинско-Дмитровская гряда) (А. А. Борзов, 1928).



Фот. 7. Равнина, сложенная флювио-гляциальными отложениями. Черниговская область

На ряду с обширными равнинами и более или менее возвышенными грядами распространенным элементом макрорельефа этой области, особенно в южной части, являются крупные депрессии, выполненные толщами флювио-гляциальных и озерно-гляциальных отложений.

В северо-восточной части области к элементам древнеледникового рельефа приспособились образования и аккумулятивные формы, обязанные деятельности меж- и послеледниковой бореальной трансгрессии. В числе их могут быть упомянуты уступы (например, Белгородско-Купянский) (Н. Д. Зонель, 1934), поверхности выравнивания и т. п.

Южная зона северной части Восточноевропейской равнины отмечена, прежде всего, очень широким развитием эандровых песчаных полей, среди которых возвышаются площади, сложенные ледниковыми и лёссовыми (на юге) отложениями. Эти эандровые поля, как уже отмечалось, принадлежат, в основном, покидимому к так называемому «верхнему» оледенению (фиг. 7).

Основной причиной их образования являлось скопление талых ледниковых вод и паводков в этих, повидимому, доледниковых широких впадинах. В Полесье, Оско-Клязьминской низине и в пределах Древнеокской долины имеют особенно широкое распространение эандровые отложения, а южнее — уже типичные аллювиальные. Некоторыми исследователями (Г. Ф. Мирчинк, 1928 и др.), формы поверхности, сложенные этими отло-

жениями, рассматриваются как широкие древние (вторые) террасы системы Днепра, Дона, Волги и их притоков.

Мы уже отмечали, что характерной особенностью «древнеаллювиальных равнин» Полесья и Окско-Клязьминской депрессии является развитие эоловых форм рельефа, и, в частности, так называемых «параболических» дюн.

В южной части Полесья и Донской депрессии, повидимому, древнеаллювиальные отложения перекрываются покровами лёссов и лёссовидных пород.

Развитие современного рельефа Украинской, Доно-Донецкой и Предкавказской равнин, видимо, связано с явлениями древнего оледенения уже не прямыми, а косвенными путями.

Этот косвенный путь — развитие более или менее мощных покровов лёссовых и лёссовидных пород, закрывших различно расчлененную долёссовую поверхность. Большинство исследователей ставит в непосредственную связь оба явления—древнее оледенение и образование лёссов. Одни при этом исходят из концепции субаквального происхождения лёссовидных отложений, вынесенных потоками талых ледниковых вод из областей оледенения, что особенно, казалось бы, приемлемо для Предкавказской равнины. Другие считают лёсс и лёссовидные отложения эоловым продуктом, отложенным ледниковыми «фенами» (П. А. Тутковский, В. И. Крокос и др., К. И. Лисицын — для Доно-Донца). И лишь немногочисленная группа отстаивает теорию делювиального (А. П. Павлов, 1903, и другие исследователи) и элювиального местного происхождения.

Как бы то ни было, но все же поразителен факт географической сопряженности лёссовых областей и областей оледенения, а также стратиграфического соотношения лёсса и морен, убеждающие в конце концов в глубокой историко-генетической связи обеих групп отложений (см. выше).

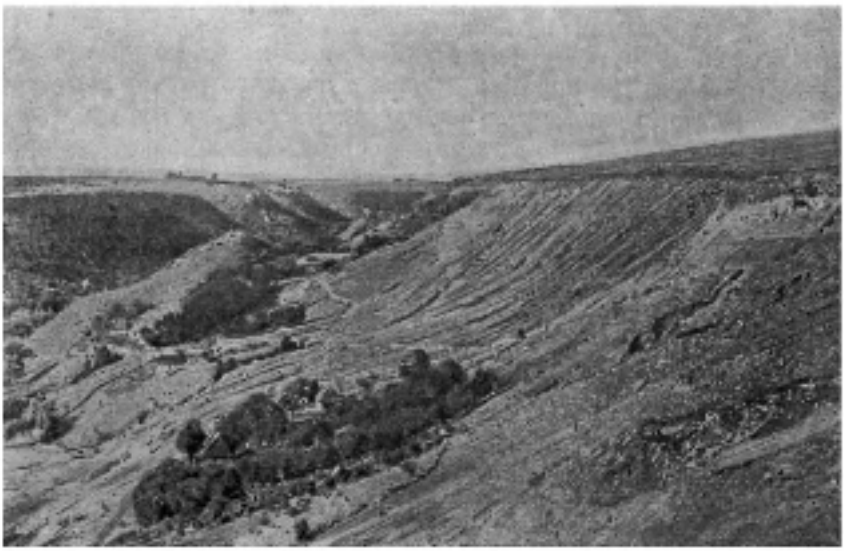
Современный рельеф всех лёссовых равнин представляет собой комбинацию участков построенного лёссового плато и выработанных и аккумулированных эрозионных форм. Последние развились, в основном, во второй половине четвертичного периода (хотя намечены были и ранее) и вследствие литологических особенностей лёссовой породы часто обладают характерной овражной сетью мельчайших притоков. Лёссовые равнины нашего Юга — это классические овражные области.

Следует подчеркнуть, что если по строению толщи покровных (лёссовых) отложений и элементов молодого эрозионного расчленения все наши русские лёссовые области весьма сходны друг с другом, то по ряду более крупных и глубоких черт своей орографии они представляют значительные различия.

Так, мы имеем достаточные основания различать теперь в пределах Украинской лёссовой области, по крайней мере, три крупные части.

Первой частью является возвышенная правобережная равнина (Волынско-Подольское плато и Днепровская возвышенная равнина), где покров лёссовых отложений лег на выравненную поверхность древней кристаллической полосы с своеобразным рельефом широких, древних впадин и весьма многочисленных эрозионных террас в приречных зонах (система Днестра), (В. Д. Ласкарев, 1914, и др.) (фиг. 8). От этого возвышенного правобережного лёссового плато Украины резко отличается низкая Приднепровская (левобережная) лёссовая равнина. Последняя представляет собой обширную плоскую депрессию, занимавшуюся Днепровским языком максимального оле-

лесная и сложенную, вследствие этого, моренными напосами, подстилающими и перекрытыми лёссовыми отложениями. Основная часть площади Приднепровской равнины представляет собой поверхность древней третьей террасы Днепра, к которой, ближе к современному руслу реки, приспособлены террасы — вторая (безлёссовая) и пойменная. С востока к Днепровской низменности прилегает обширный район так называемого лёссового плато, представляющий собой отроги Среднерусской возвышенности, перекрытые покровом лёссовых отложений. Южной границей Приднепровской равнины



Фиг. 8. Глубокий овраг в Приднестровье Винницкой области УССР

являются Днепровские пороги. Южнее их (точнее, к югу от Украинской кристаллической полосы) располагается третий участок юго-западной лёссовой равнины — область Причерноморской низменности (Н. А. Соколов, 1904), где лёссовый покров залегает на толще красно-бурых глин и меловых неогеновых отложений.

Доно-Донецкая лёссовая равнина имеет в качестве своего цоколя коренные, главным образом меловые и нижнетретичные, отложения. Возможно что эту область следует рассматривать как сильно снижшую и размытую часть Среднерусской возвышенности, перекрытую с поверхности покровом лёссовых и лёссовидных отложений.

Область Предкавказской лёссовой равнины располагается, видимо, в зоне молодого и глубокого погружения. Мощность покровных отложений здесь достигает многих десятков метров и поболь более древних отложений непосредственно не обнаруживается.

Принципиально иную схему развития рельефа мы имеем для возвышенных областей Европейской части СССР — Среднерусской, Приволжской и Заволжской.

Среднерусская возвышенность. С восьма давнего геологического времени рельеф этой области развивается по эрозионному типу. Процесс развития складывается из целой серии эрозионных циклов и,

возможно, включает стадии пенепленизации и эпохи омоложения. Колебательные, тектонические перемещения, с одной стороны, и порой весьма значительные изменения базисов эрозии, с другой,— были основными вехами в длинной и запутанной эрозионной истории этих областей. Эта история еще совершенно не выяснена — имеются лишь первые попытки ее расшифрования, охватывающие только отдельные участки обширных территорий (например, А. Н. Мазарович, 1930 и др. для Высокого Заволжья).

В настоящее время рельеф возвышенных областей Восточноевропейской равнины весьма разнообразен и сложен. Большое значение в этом разнообразии имеют особенности геологического строения и частной геологической истории каждой из областей.

Так, например, в пределах Среднерусской возвышенности наиболее расчлененным оказывается северный участок, сложенный палеозойскими, мезозойскими и нижнетретичными отложениями весьма разнообразного литологического состава. Весьма существенную роль при этом играют карбонатные (известняки и др.) и песчаные породы, обусловливающие развитие резко выраженных карстовых и овражных форм. Коренные отложения в пределах Среднерусской возвышенности прикрыты немощными покровами бурых суглинков, повидимому местного, элювиального и делювиального происхождения.

В окраинных частях, как уже отмечалось, Среднерусская возвышенность характеризуется развитием или комплексом ледниковых (северная и восточная придонская часть) или же лёссовых (юг и запад, Приднепровье) отложений.

Крупные долины в пределах возвышенности обладают хорошо выраженными древними аккумулятивными террасами, часто песчаными (например, на Дону).

Весьма большое значение в орографии Приволжской возвышенности имеет значительная дислоцированность коренных (карбон-палеоген) отложений (А. Д. Архангельский, 1911). Сложные, складчато-сбросовые формы этих дислокаций имеют или прямое выражение в рельефе (возвышенность Самарской луки, Доно-Медведицкий вал, сбросовые дислокации Нижнего Поволжья и др.) или же косвенное, способствуя большему литологическому разнообразию пород, выходящих на дневную поверхность и подвергающихся размыву. Восточная часть Приволжской возвышенности, вследствие непосредственной близости к Волге, обладает особенно резким и глубоким расчленением с большим количеством свежих каньонных форм.

Напротив, южный район Приволжской вовышенности — Ергени — характеризуется, хотя и довольно значительным, но менее резким расчленением, с преобладанием сравнительно плавных форм.

З а в о л ж с к а я в о з в ы ш е н н о с т ь, вследствие особенных черт в геологическом строении, характеризуется значительным геоморфологическим своеобразием. В сложении этой области наибольшее участие принимают весьма разнообразные континентальные и морские отложения пермокарбона и пермо-триасса. Среди них особенно широким распространением пользуется так называемый ярус «пестрых мергелей» (татарские слои из краснокрашенных мергелей, известняков, песчаников и глин), ярус казанских гипсов, доломитов, известняков, песчаников и глин, «уфимских» гипсов и т. д. Широкое развитие гипсов обусловливает развитие суффозионно-карстовых форм. Характерная тектоника — пологие антиклинали с отдель-

ными куполами (свойственные, в особенности, Общему Сырту) — также усложняют ткань современного рельефа. Этот рельеф строится, в общем, по эрозионному типу с оформлением разнообразных водоразделов, часто ступенчатых и террасовидных и увенчанных куполообразными останцами размыва — «шиханами».

Совершенно особым геоморфологическим ландшафтом обладает Прикаспийская низменность, широко раскинувшаяся на крайнем юго-востоке Европейской части СССР. В этой обширной области новейшего погружения сочетаются черты морской аккумулятивной равнины — плоской, не дренируемой, засоленной — с формами, созданными дефляцией и суффозией. Среди последних наиболее характерны так называемые лиманные котловины, являющиеся в настоящее время очагами местного поверхностного стока. Среди дефляционных форм, первое место принадлежит эоловым песчаным наклонениям, весьма разнообразного — барханного, грядового и бугристого строения.

Весьма возможно (В. А. Ковда, Н. Н. Лебедев, 1933; Т. Ф. Якубов, 1935), что на ряду с формами дефляции и карста Каспийская низменность обладает и формами аллювиально-аккумулятивного и эрозионного происхождения (руслообразные ложбины, например). Однако общая первичная выравненность низменности придает и этим формам весьма нерезкие неопределенные очертания.

Современная долина р. Волги несомненно составлена из участков весьма различного возраста и происхождения. Она представляет собой систему крупных впадин, соединенных между собой довольно узкими проходами. Наиболее молоды верхние впадинные участки — Ярославско-Костромская и Балахнинская впадины (Н. Н. Соколов, 1930; Е. Н. Щукина, 1933; Б. Ф. Добрынин, 1933, и др.). Эти впадины с поверхности выполнены весьма мощными песчаными накоплениями зандрового типа и «вюрмского» возраста и только в совсем недавнее время (послеледниковое) прорезаны современной долиной Волги. Обширная Волго-Камская впадина (от г. Казани до Куйбышева) замыкается на юге Жигулевскими воротами. В пределах этой впадины различают ряд террасовых уровней древней Волги, но характерной чертой и здесь является весьма мощное развитие древнеаллювиальных отложений, уходящих под урез современной Волги (А. Н. Мазарович, 1927; Г. Ф. Мирчинк, 1932).

Южной впадиной является впадина Сыртового Заволжья, непосредственно сливающаяся с Прикаспийской низменностью. Она выполнена толщей суглинистых лёссовидных отложений — «сыртовых суглинков», повидимому субаквального происхождения (С. С. Неуструев, 1909; Ф. П. Саваренский, 1931; И. П. Герасимов, 1935), к которым прислонены древние террасовые отложения Волги и ее притоков, а также на юге и отложения древнекаспийские (хвалынские).

Особая линия геоморфологического развития характеризует низкогорные области Восточноевропейской равнины — Донецкий кряж и горный Крым. Древнее пенепленизированное нагорье Донецкого кряжа, основание которого покрыто лёссовидными отложениями, испытало в новейшее время некоторое поднятие и новое расчленение.

Эрозионное расчленение горного Крыма постоянно, вплоть до настоящего времени, стимулировалось юными тектоническими движениями и привело, в целом, к сформированию глубоко и резко рассеченной низкогорной гряды.

V. О СОСТАВЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

1. Общие замечания

Как видно из всего вышеизложенного, состав поверхностных отложений на территории Европейской части СССР, являющихся непосредственным субстратом для развития почв, весьма разнообразен. На большей части Восточноевропейской равнины эти отложения относятся к типу рыхлых наносов, сформированных в связи с деятельностью древних ледников. Только в некоторых районах равнины на дневную поверхность непосредственно выступают «коренные» породы, прикрытые обычно продуктами выветривания.

Такими районами, например, являются Карелия и Кольский полуостров, где местами, на площадях различного размера, покров ледниковых отложений оказывается удаленным и почвы развиваются на продуктах выветривания пород кристаллического сложения — гранитах, гнейсах, сланцах, сиенитах, нефелинах и т. д.

Другими областями сравнительно частых выходов на дневную поверхность древних, но уже осадочных «коренных» пород являются Среднерусская, Приволжская и Заволжская возвышенности. Сложенные толщей весьма разнообразных в литологическом отношении пород палеозойского, мезозойского и третичного возраста, все эти области, как уже указывалось выше, весьма сильно эродированы и характеризуются сложным, пересеченным рельефом. Вследствие этого состав отложений, выходящих на дневную поверхность в пределах этих областей, достаточно разнообразен.

Третичные глины и песчаники морского и континентального происхождения, меловые мергели, мел, известняки девона и некоторые другие породы в пределах Среднерусской возвышенности; карбоновые известняки, пески, глины и мергели юры, песчано-глинистые отложения, опоки мела и третичные глины и опоки (на юге) в пределах Приволжья — вот примерный перечень коренных пород, являющихся материнскими для почв отдельных участков этих областей.

Высокое Заволжье является (за исключением южных районов) областью господства пермских и юрских отложений. Сланцы, песчаники и конгломераты артинского яруса; известняки, доломиты и гипсы — кунгурского; красные глины, гипсы, песчаники и конгломераты — уфимского, доломиты, мергели и известняки —казанского и, наконец, пестроокрашенные и изменчивые толщи татарского яруса (мергели, глины, известняки, песчаники), широко распространенные в этой области, представляют собой наиболее характерные компоненты разреза пермских отложений. В пределах возвышенности Общего Сырта пермские отложения перекрыты более молодыми юрскими (темные глины, песчаники и др.), а еще южнее,— меловыми (мел) и палеогеновыми отложениями (глины, песчаники и др.).

Но кроме этих главных областей весьма частых выходов на дневную поверхность разнообразных «коренных» пород, являющихся здесь почвообразующими, одиночные выходы тех или иных отложений встречены в пределах других областей Европейской части СССР. Так, например, в северо-западной части Восточноевропейской равнины известен крупный массив так называемого силурийского плато, в пределах которого не редки непосредственные выходы на поверхность карбонатных пород (например, известняков), служащих причиной развития здесь перегнойно-карбонатных почв.

Или, например, можно упомянуть об одиночных выходах кристаллических пород на дневную поверхность на юге Восточноевропейской равнины в отдельных точках Украинской кристаллической полосы или в Воронежском районе (бассейн Дона). Число подобных примеров можно умножить. Однако в настоящем очерке мы не ставим себе задачу дать исчерпывающие сведения по этому вопросу. Напротив, нашей главнейшей задачей здесь является рассмотрение литологических особенностей не этих древних «коренных» пород, характеризующихся все же весьма спорадическим появлением на дневной поверхности, а рассмотрение тех «рыхлых наносов», которые, имея широкое покровное распространение на большей части Восточноевропейской равнины, являются основным субстратом для развития почв.

Переходя теперь к рассмотрению этих типов отложений, мы должны прежде всего отметить, что поверхностные наносы Восточноевропейской равнины принадлежат, в основном, к следующим четырем главным генетическим группам.

1) Наносы ледниковые и водно-ледниковые и продукты их вторичного местного переотложения.

2) Древнеаллювиальные, древнеозерные и морские отложения.

3) Лёссовые отложения и продукты их вторичного местного переотложения.

4) Местные делювиальные и аллювиальные отложения в областях, сложенных с поверхности коренными породами.

Характерной особенностью последней группы местных делювиальных и аллювиальных отложений, распространенных, главным образом, в пределах Среднерусской, Приволжской и Заволжской возвышенностей, является литологическое сходство их с составом коренных отложений, слагающих здесь тот или иной район, водораздел, склон. Так, например, весьма яркие примеры делювиальных или аллювиальных дериватов красноцветных отложений татарского яруса встречаются в области Высокого Заволжья. А. П. Павлов (1898—1899), описывая процесс образования делювия «в области склонов меловых высот», отмечает, что подобные делювии обычно обладают лёссовидным сложением.

Число подобных примеров можно легко умножить, отметив, однако, что на ряду с типом делювия, отчетливо отображающим свойства тех коренных пород, которые явились для него исходным материалом, другие и весьма распространенные делювиальные образования представляют собой более однообразный, как бы усредненный нанос, получившийся в результате длительного смешивания различных порций делювия, измененных к тому же элювиальным процессом. Это, по преимуществу, бурые, суглинистые или супесчаные отложения, часто карбонатные (особенно, если вблизи имеются выходы карбонатных коренных пород и лёссовидные).

А. П. Павлов (1898—1899) пишет: «дождевая и снеговая воды производили в течение веков и продолжают производить сортировку обломочного материала, подготовленного выветриванием, перемещают его по склонам и создают из него мощные делювиальные отложения, и эти отложения играют не менее, а даже более важную роль, чем другие типы континентальных отложений. Нетрудно убедиться, что процесс образования делювиальных отложений есть, в сущности, процесс отмучивания, совершающийся и совершавшийся в природе в грандиозном масштабе... Понятно поэтому, что этот естественный процесс должен иметь первостепенную важность в ходе

почвообразования..» Исследования новейшего времени с несомненностью подтвердили представления А. П. Павлова и других о весьма широком развитии и большом значении делювиальных отложений в сложении поверхности волнистых равнин Среднерусской, Приволжской и Заволжской возвышенностей, где делювиальные и близкие к ним (переходные к элювиям и аллювиям) отложения оказываются главной почвообразующей породой.

Следует, однако, подчеркнуть, что степень изученности этих, столь важных для почвоведа, отложений со стороны их петрографических и химических свойств является еще совершенно недостаточной.

Древнеаллювиальные, древнеозерные и морские отложения представляют собой весьма пеструю группу отложений, общими для которых являются как высокая изменчивость механического состава (от песков до глин и илов), так и условия залегания в пределах древних депрессий или в прибрежных зонах.

Большая часть древнеаллювиальных отложений Европейской части СССР была сформирована в тесной связи с деятельностью ледников. Наиболее известными районами развития подобных отложений являются районы «зандровых» песков Полесья, Окско-Клязьминских, Волго-Ветлужских и Придонских «террасовых» песков. Как отмечалось уже выше, все эти области рассматриваются обычно как области былого скопления речных (талых, ледниковых) вод, имевших затрудненный в той или иной мере сток. Большая часть новейших исследователей этих песчаных районов склонна рассматривать их как древние сильно расширенные террасы рек Днепра, Волги и Дона или той системы потоков, которая соответствовала в периоды оледенений этим рекам. Так, например, для Волго-Ветлужского района Б. Ф. Добрынин (1933) пишет «о целой сети широко разливавшихся и менявших свои русла протоков, а также проточных и полупроточных озер». Этим, по мнению Добрынина, объясняется «большая ширина песчаной равнины и некоторое разнообразие состава слагающих ее песков, постоянно чередующихся и прослаивающихся с более глинистыми осадками»...

Так или иначе, палеогеографические реконструкции для подобных районов исходят из представления о речном генезисе отложений, слагающих район. При этом, главнейшим признаком речного (древнеаллювиального) генезиса признаются (кроме моментов геоморфологических) как текстурные особенности (слоистость, сортированность), так и изменчивость механического состава по вертикали и горизонтали.

Древнеморские отложения — наносы четвертичного возраста — распространены, как известно, в самой северной и южной зоне Европейской части СССР.

На севере они представлены в виде узких прибрежных полос, осадками бореальных и древнебалтийских трансгрессий. На юге — в виде неширокой зоны древнечерноморских и громадной области развития древнекаспийских отложений.

Все эти типы отложений представлены или прибрежными, мелководными осадками (часто песчано-галечными) или же речными дельтового типа наносами с весьма изменчивой литологией или же, наконец, своеобразной фацией «ледниково-морских отложений», характеризующихся обычным для ледниковых отложений сложением, но обладающим морской фауной (О. Н. Кулик, 1926).

Наибольшее значение, в качестве почвообразующих, имеют отложения древнекаспийские, выполняющие с поверхности область так называемой Прикаспийской низменности. Они относятся в главной своей части к типу дельтовых осадков, песчано-глинистых, довольно изменчивых по своему механическому составу. Впрочем, степень изменчивости этих отложений несколько меньше, чем у типично аллювиальных отложений. Так, например, среди верхней серии древнекаспийских отложений, слагающих западную Приволжскую часть Прикаспийской низменности, весьма широким распространением пользуется горизонт «шоколадных хвалынских» глин, представляющих собой, видимо, продукт вторичного переотложения в водах Древнекаспийского моря, так называемых сыртовых суглинков Заволжья (И. П. Герасимов, 1935).

Характерной особенностью древнекаспийских отложений, имеющей весьма существенное значение в процессе почвообразования, является их значительная засоленность воднорастворимыми солями, обусловленная относительной молодостью грунта, и малой энергией выщелачивания солей, в пустынном климате Прикаспия. Таким образом, среди группы древнеаллювиальных, древнеозерных и морских отложений Восточноевропейской равнины мы выделили пока только два характерных типа отложений — песчаные, по преимуществу осадки древних «террас» Полесского типа, и древнекаспийские отложения на юго-востоке Европейской части СССР. Совершенно ясно, что большая и разнообразная группа древнеаллювиальных и древнеозерных отложений этими типами не исчерпывается. Почти все долины рек, рассекающих Восточноевропейскую равнину сопровождаются более или менее широкими зонами (лентами) развитых древнеречных отложений, слагающих здесь серии аккумулятивных террас Часть этих отложений, главным образом вдоль мелких рек и притоков, мы относим к предыдущей группе местных аллювиальных и аллювиально делювиальных отложений. Их основной особенностью является «местный» (петрографический, химический и т. п.) состав, близкий к составу коренных отложений, слагающих район. Другую часть отложений, главным образом вдоль наиболее крупных рек, мы причисляем к отложениям «Полесского» типа. Однако наибольшая, средняя часть, представит собой чрезвычайно изменчивую по своему механическому и петрографическому составу группу собственно аллювиальных отложений, песчаных, глинистых, кварцевых, аркозовых, слюдистых и т. д. На рассмотрении, однако, этой группы отложений, мы, за недостатком специального петрографического и химического материала, останавливаться не будем.

Из всего изложенного выше совершенно ясно, что наибольшее распространение и значение в качестве почвообразующих отложений на территории Европейской части СССР имеют наносы ледниковые, водно-ледниковые и лёссовые.

Первые два типа осадков закрывают большую часть северной (точнее северо-восточной) половины Европейской части СССР; вторые слагают юг и юго-запад. Крупные, но спорадические массивы древнеаллювиальных отложений располагаются в средней части, главным образом в области крупных депрессий: Полесский и Верхневолжский (Окско-Ветлужский).

Наносы ледниковые и водно-ледниковые представлены следующими главнейшими типами осадков:

а) ледниковый или моренный наносы (валунные);

б) ледниково-речные или флювио-гляциальные (в узком смысле этого слова) наносы, представленные суглинками и супесями часто так называемого «покровного» типа (безвалунными);

в) ледниково-озерные наносы, в своем наиболее ярком выражении представленные типом так называемых ленточных отложений.

Мы должны подчеркнуть, что к среднему типу ледниково-речных (флювиогляциальных, в узком смысле этого слова) отложений мы относим ограниченный тип отложений, называемых обычно «покровными» суглинками и супесями.

Эти весьма характерные по условиям своего залегания отложения характеризуются обычно широким распространением в области современных водоразделов, покрывая (плащеобразно) как наиболее высокие поверхности их, так и и отдельные насаженные на равнину возвышенности (моренные гряды, камы и т. д.).

В силу этого, они, естественно, представляются нам как наиболее типичные и характерные осадки тех широких разливов талых ледниковых вод, которыми была, несомненно, очень богата перигляциальная зона, зона таяния ледника. Следует подчеркнуть совершенно особые, тесно связанные с ледником, условия отложения этих наносов на водоразделах в виде однообразного, но не мощного покрова, обычно поверх моренных отложений. Эти условия целиком определялись близким расположением мощных древних ледяных покровов, сильно менявших доледниковые гипсометрические соотношения на равнине. С исчезновением, стаиванием ледяных масс исчезают и эти условия, и отложение «покровных» толщ было прекращено.

Мы считаем необходимым отличать подобные «покровные» суглинки и супеси водно-ледникового происхождения от тех, преимущественно, песчаных отложений, которые выполняют с поверхности, главным образом, области Полесской, Окской, Верхневолжской депрессий и слагают древние террасы в бассейне Дона. Несомненно, что последние отложения, как мы уже видели, в своем генезисе также достаточно тесно связаны с древними ледниками; однако, связь эта, гораздо менее непосредственная, чем в отношении «покровных» отложений. В самом деле, накопление наносов «Полесского» или «Верхневолжского» типов было обязано значительному скоплению талых ледниковых вод (и наносов) в депрессиях доледникового рельефа. Эти скопления вод имели характер широких речных разливов.

Таким образом, две наиболее характерных особенности в залегании и строении отложений «Полесского» типа обусловлены чисто местными причинами. Это: 1) общие границы распространения отложений, соответствующие границам депрессии «доледникового» (а также и послеледникового) рельефа, 2) характерные текстурные особенности осадков, типично аллювиальных (слоистых сортированных и т. д.), указывающие на речной, в основном, режим, тех водных потоков, в которых были отложены эти осадки.

Следует отметить, что наш взгляд на генезис «покровных» отложений и на необходимость отделения их от группы осадков древнеаллювиального типа не является общепринятым. Целый ряд исследователей считает «покровные» отложения за группу полигенетическую, объединяющую осадки как водно-ледниковые, так и элювиальные и делювиальные дериваты морен (очевидно, послеледниковые). [1] Мы не считаем подобный взгляд правильным,

[1] См. вышецитированные работы А. П. Павлова, Г. Ф. Мирчинка и др.

хотя и отдаем себе отчет в большой трудности отделения друг от друга отложений «покровного» типа (в нашем узком смысле) от позднейших продуктов выветривания и делювиального отмучивания моренных отложений. Эта трудность обусловлена тем простым обстоятельством, что наши покровные отложения также представляют собой продукты размыва и переотложения тех же моренных отложений. Различие заключается только в условиях этого размыва и переотложения.

В первом случае мы имеем дело с деятельностью талых ледниковых вод, во втором — с потоками делювиального типа.

Наши «покровные» отложения весьма тесно в генетическом (через ряды переходных образований) связаны с группой озерно-ледниковых отложений. Можно, повидимому, считать, что накопление обеих групп отложений происходило в бассейнах иногда сходного типа. Некоторые различия намечались лишь по следующим главнейшим признакам: 1) расположения (озерно-ледниковые отложения более всего свойственны внутриледниковой и узкой приледниковой зонам, где могли существовать более или менее постоянные плотинные ледниковые озера) и 2) питания в отношении наносов (питания бассейнов большим количеством мелких ледниковых «родников» в первом случае и более или менее мощными ледниковыми «реками» во втором).

В виду большой важности ледниковых, водно-ледниковых и лёссовых отложений для всего последующего изложения, мы ниже в специальных главах делаем попытку более детального и специального рассмотрения их механических, петрографических и химических особенностей.

2. Некоторые данные по литологическому составу ледниковых и водно-ледниковых отложений Европейской части СССР

Ледниковые (моренные) отложения представлены, как известно, валунными песками, супесями, суглинками и глинами. Они являются господствующей почвообразующей породой во всей северной части Восточноевропейской равнины (в области последнего «вюрмского» оледенения) приблизительно до линии Минск—Смоленск—Калинин—Вологда—Киров—Пермь. В средней части Восточноевропейской равнины моренные отложения свойственны областям Днепровской и Донской (Тамбовской) депрессии. Здесь моренные отложения, в основном перекрыты с поверхности отложениями водно-ледниковыми и древнеаллювиальными в северной части и лёссовыми в южной. Однако среди песчаного или лёссового покрова во многих участках выходят на дневную поверхность «окна» морены, встречающиеся вплоть до Киева в пределах Днепровской низины и южнее Тамбова в Донской. Мощность моренных отложений колеблется от 1 м до 15—20 м. Как отмечено было выше, моренные отложения, по своим внешним признакам — цвету, механическому составу, насыщенности валунами, сложению и пр. — представляют собой весьма разнообразную группу. Наиболее обычной окраской моренных отложений является красновато-бурая или серо-бурая. В некоторых разрезах валунные отложения характеризуются явственными зеленоватыми или ржавыми оттенками, обязанными, видимо, главным образом, явлениям оглеения или окисления. Довольно часто валунные отложения окрашены в той или иной степени гумусовыми веществами в серые, грязносерые и темные тона. Наконец, в некоторых случаях в окраске морены (особенно в средней части Восточноевропейской равнины) замечаются

пепельные (белесоватые) тона, обусловленные, видимо, чаще всего повышенной карбонатностью породы.

Следует отметить, что окраска валунных отложений не является признаком устойчивым. Один и тот же слой моренного (валунного) отложения весьма часто меняет окраску в горизонтальном и в вертикальном направлении.

В отношении механического состава ледниковые (моренные) отложения характеризуются также весьма большим разнообразием. Мы встречаем здесь весьма широкую амплитуду колебаний от валунно-галечных накоплений через валунные супеси и пески до наиболее распространенного варианта — валунного суглинка и, более редко, глин с включением отдельных валунов. Можно, повидимому, установить некоторую корреляцию между механическим составом морены и ее сложением (текстурой). Наибольшая сортированность материала, слагающего морену, свойственна песчано-валунным отложениям: для них сплошь и рядом указываются элементы слоистости.

Вообще, повидимому, степень сортировки материала, а следовательно, и слоистость повышается по мере уменьшения количества валунного материала в породе.

Очевидно, в этих последних случаях, мы имеем дело уже с вариантами морен переотложенных деятельностью, главным образом, талых ледниковых вод. Эти переотложенные морены или, точнее, переотложенный моренный нанос может дать нам весьма богатую гамму всяких градаций в степени сортировки и слоистости. В сущности говоря, мы можем установить в этом ряду непосредственную генетическую связь наших водно-ледниковых («покровных») отложений с исходным продуктом размыва и переотложения — несортированным и неслоистым моренным суглинком, насыщенным валунным материалом.

Как указывалось выше, главнейшую группу водноледниковых отложений образуют, по нашему мнению, так называемые «покровные» суглинки и супеси. Эти отложения также распространены, главным образом, в северной половине Европейской части СССР и являются здесь, так же как и морены, наиболее частой почвообразующей породой. Мощность «покровных» отложений колеблется от 1 до 5—8 м. Характерными особенностями «покровных» отложений оказываются, как уже отмечалось выше, покровно-плащеобразное залегание на современных водоразделах, весьма малое содержание (обычно отсутствие), валунно-галечного материала и более или менее ясно выраженная слоистость. Покровные отложения весьма часто налегают непосредственно на морену. Граница между отложениями обычно бывает довольно определенная. Впрочем, в некоторых случаях (однородного суглинистого состава, например) эта граница может быть мало заметна, что давало уже давно повод считать иногда такие «покровные» суглинки за элювий морены. Детальное изучение взаимоотношения обоих типов осадков в этих случаях обычно, однако, убеждало исследователя в том, что он имеет дело преимущественно с самостоятельными членами геологического разреза (см. работы, например, К. Д. Глинки, 1902, по б. Смоленской губ.; А. Д. Архангельского, 1916, по б. Пензенской и др.).

Покровные отложения обычно окрашены в грязносерые, серо-бурые и красновато-бурые тона. Механический состав их изменяется от песков до суглинков и глин, причем в ряде районов Восточноевропейской равнины покровные суглинки имеют пылеватый механический состав и лёссовидны.

Наиболее ярким представителем ледниково-озерных отложений являются ленточные глины. Как видно уже из их наименования, ленточные отложения характеризуются резкой слоистостью (ленточностью) и глинистым, обычно, механическим составом. Ленточное сложение глин связано с весьма закономерным, посезонным накоплением слоев породы (К. К. Марков, 1927). Ленточные глины, согласно существующим представлениям, образовывались в приледниковых или внутриледниковых озерах, с весьма спокойным, равномерным режимом питания. Ленточные отложения имеют подчиненное, сравнительно распространенное, хотя в северо-западной области Восточноевропейской равнины они нередко являются почвообразующими (А. А. Роде, 1931).

В петрографическом и химическом отношении моренные (валунные) и водно-ледниковые (безвалунные) отложения изучены еще недостаточно. Существующие, все же, отрывочные материалы позволяют установить в этом отношении следующие главнейшие положения..

Уже морфологическое (по внешним признакам) изучение моренных отложений позволило старым исследователям (П. А. Никитину, П. А. Тутковскому, В. В. Докучаеву, Е. В. Оппокову и др.) установить факт значительной петрографической неоднородности ледниковых наносов. Это прежде всего относилось к валунным компонентам моренных отложений. Было подмечено довольно значительное обогащение морены местным валунным материалом, как например, валунами силлурийских и девонских пород на северо-западе Восточноевропейской равнины; валунами «Овручского песчаника» в Южном Полесье (П. А. Тутковский, 1913); валунами различных местных пород по Дону; различных пермских отложений, по преимуществу на северо-востоке, и т. д. Однако и в сложении основного материала моренного (валунного) суглинка в ряде районов были отмечены местные фациальные особенности. Так, например, в области Полесской и Днепровской низин, морена весьма часто оказывается лёссовидной, пылеватой. Другим примером может служить довольно распространенная на северо-востоке (а также в Ленинградской области) карбонатная морена, сильно обогащенная, повидимому, местным материалом от разрушения коренных карбонатных пород (силлурийских, девонских, пермских и т. д.).

Несмотря, однако, на существование (и достаточно постоянное и широкое распространение) подобных местных петрографических вариантов моренных отложений, имеющиеся материалы минералогического и химического анализов моренных отложений из разных пунктов Европейской части СССР показывают интересную картину весьма сходного их состава. В качестве иллюстрации к этому положению мы приводим ниже данные по петрографическому составу ряда моренных отложений.

При рассмотрении табл. 1 мы, естественно, констатируем следующие три главных положения.

1) петрографический состав всех наших шести образцов моренных отложений весьма близок друг к другу.

2) основными компонентами крупнозернистой (> 0.25 см) фракции морены являются кварц, абсолютно преобладающий, полевые шпаты и обломки магматических пород (или тяжелые минералы в более мелких фракциях).

3) По мере уменьшения крупности зерна в пределах крупных фракций в моренных отложениях наблюдается увеличение в содержании кварца

Таблица 1

Петрографический состав некоторых моренных отложений Европейской части СССР (в %)

(по М. П. Казакову, 1935, и В. Н. Чирвинскому, 1915)

Цифры — процентное содержание (приближенно)

Название района	Фракции > 0.5 мм	Фракции 0.5—0.25 лм	Фракции < 0.25 мм
1) Подмосковный	Кварц (угловатые зерна) 50 Магматические породы и кристаллические сланцы (угловатые зерна) 15—30 Полевой шпат (угловатые зерна) 10—15 Известняк и доломит Песчаник, бурый железняк (редко) Трепел, роговая обманка, биотит (очень редко)	Кварц (угловатые зерна) 80 Магматические породы Известняк Полевой шпат Железистый песчаник Глауконит Горный хрусталь Роговая обманка Биотит, мусковит (очень редко)	Кварц (угловатые зерна) 90 Пироксены и роговая обманка Полевой шпат, магматические породы, мусковит, биотит (редко) Известняк Бурый железняк Песчаник, турмалин, рутил (очень редко)
2) Минский	Кварц 50—60 Магматические породы 30 Полевой шпат	Кварц 80 Магматические породы 10 Полевой шпат Песчаник, биотит (редко)	Кварц 80—90 Пироксены и роговая обманка Полевой шпат, слюды (редко) Магматические породы, турмалин (очень редко)
3) Рязанский	Кварц (зерна средней окатанности) 50—80 Полевой шпат Магматические породы Железистый песчаник (редко)	Кварц 80—90 Песчаник (редко) Полевой шпат (очень редко)	Кварц 70—90 Глауконит, пироксены и амфиболы, мусковит (редко) Полевой шпат (очень редко)
4) Брянский	Кварц 60—70 Магматические породы 20 Полевой шпат	Кварц 90 Полевой шпат Известковые корочки Гранит	Кварц 90 Пироксены и роговая обманка, полевой шпат, мусковит, бурый железняк (редко) Лепидолит, турмалин, рутил (очень редко)
5) Киевский	Кварц 80 Полевой шпат 15 Магматические породы и тяжелые минералы	Кварц 90 Полевой шпат 7—8 Роговая обманка, гранат, известняк Бурый железняк и др. (очень редко)	Кварц 90 Полевой шпат 6—7 Роговая обманка, гранат, рудные минералы и др.
6) Черниговский	Кварц 80 Полевые шпаты 10—12 Известковые корочки Тяжелые минералы (очень редко)	Кварц 90 Полевые шпаты 5—6 Известковые корочки и зерна (редко) Тяжелые минералы (очень редко)	Кварц 90 Полевые шпаты 5—6 Известковые корочки и зерна (редко) Тяжелые минералы (очень редко)

и уменьшение содержания обломков, главным образом, магматических пород.

Содержание полевых шпатов в общем незначительное, более или менее постоянное. Кроме того, обращает на себя внимание нередкое присутствие обломков известняка и корочек извести.

Приводим данные (табл. 2) механического анализа для рассмотренных морен.

Таблица 2

Механический состав некоторых моренных отложений Европейской части СССР (в %)
(по М. П. Казакову, 1935, и В. Н. Чирвинскому, 1915)

Название района	Размер частиц (в мм)					
	> 1.0	1.0—0.5	0.5— —0.25	0.25— —0.05	0.05— —0.01	< 0.01
Подмосковный:						
Москва, Ленинские горы	4.83	3.30	4.75	41.35	12.98	32.79
Черемушки, под Москвой	3.43	2.06	3.78	31.59	15.92	43.22
Минский	—	7.47	3.28	43.16	10.88	35.21
Киевский	4.76	5.47	16.45	28.67	14.25	30.40
Черниговский	2.05	6.01	19.62	31.94	10.38	30.00

Рассмотрение данных (табл. 2) механического анализа позволяет отметить преобладающий суглинистый или супесчаный состав анализированных моренных отложений. Сопоставление данных петрографического и механического анализов дает основание, считать, что данные вышеприведенного петрографического анализа характеризуют только наиболее крупную небольшую по своему относительному содержанию часть породы. В самом деле, общая сумма фракций, рассмотренных под микроскопом и оказавшихся, как мы видели, на 80—90% кварцевыми составляет только часть всей массы коренного суглинка. Прямых минералогических определений состава фракции < 0.01 мм мы для вышерассмотренных образцов не имеем.

Косвенным указанием являются приводимые в табл. 3. валовые анализы.

Таблица 3

Химический состав некоторых моренных отложений Европейской части СССР (в %)

Название района	Потеря при прокалив.	CO_2	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O
Вологда (по Красюку, 1914)	3.14	2.51	69.23	10.75	4.82	3.27	2.51	1.75	2.10
Киев (по В. Н. Чирвинскому, 1915) . . .	3.06	0.01	81.85	11.55	11.55	0.88	0.85	не опр.	не опр.
Чернигов (то же) . . .	2.16	4.26	78.46	3.95	2.60	6.02	0.49	0.40	1.08
Михайлов (по Н. А. Богословскому, 1902) . .	8.15	0.32	72.98	10.38	4.20	1.22	0.67	—	2.12
Москва (то же)	5.90	0.07	75.41	11.34	2.85	0.81	0.66	—	2.52

В этих анализах бросается в глаза весьма большое содержание SiO_2 во всех моренных отложениях, подвергшихся анализу. Оказывается, следовательно, что преимущественный кварцевый состав свойственен не только крупной фракции в составе морен. Более чем вероятно безусловное преобладание кварца и во фракции 0.25—0.01 мм для морен Киевского и Черниговского районов.

Как мы видим из табл. 2, сумма всех фракций крупнее 0.01 мм составляет около 60—70% всей морены, т. е. является преобладающей.

Из чего же состоит в киевских и черниговских моренах фракция мельче 0.01 мм? На этот вопрос пытается ответить В. Н. Чирвинский.

Изучение мелких фракций Киевской морены (0.25—0.01 и 0.01 мм), проведенное В. Н. Чирвинским (1915), показало, что «мельчайшие частицы (<0.01 мм) во всех суглинках состоят из громадного количества кварцевых зернышек (или значительно реже и других минералов) кварцевой и карбонатной муки, небольшого количества листочков слюды и глинистых частиц, последние в деле построения валунного суглинка играют лишь весьма подчиненную роль».

Это свое заключение, основанное на микроскопическом изучении, В. Н. Чирвинский дополняет анализом фракции < 0.01 (табл. 4).

Таблица 4

Химические анализы киевского моренного суглинка и его глинистой фракции (в %)

Образец	Потеря при прокаливании	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO
Моренный суглинок . .	3.06	81.85	11.55	11.55	0.88	0.85
Фракция 0.01 мм . . .	6.92	62.23	15.06	9.67	1.19	1.49

Следует подчеркнуть, что вышеприведенные химические данные не подтверждают вывода В. Н. Чирвинского об абсолютно преобладающем кварцевом составе «глинистой» фракции морены. Соотношение $SiO_2 : R_2O_3$ здесь существенно меняется, по сравнению со всей породой, соответствуя уже в целом соотношению, свойственному, например, полевым шпатам. Это общее заключение подтверждается приводимыми данными (табл. 5) по минералогическому анализу валунного суглинка Валдайской возвышенности О. А. Грабовской и А. А. Роде (1934), указывающими на общую тенденцию к снижению процента кварца в мелких фракциях.

Как показывают данные, приведенные в табл. 5, количество кварца во фракции 0.01—0.05 мм несколько уменьшается в сравнении с фракцией 0.05—0.025 мм. За счет этого уменьшения значительный рост испытывают полевые шпаты.

Некоторые косвенные указания на состав «глинных» фракций (< 0.01 мм) дают нижеприводимые валовые анализы, сопоставленные с данными механического состава (табл. 6).

В табл. 6 наблюдается следующая закономерность. Изменение в соотношении $SiO_2 : R_2O_3$ совершается в соответствии с изменением глинистости морен. Так, наименее богатые фракциями <0.01 мм морены Киева и Черни-

Таблица 5

Минералогический состав валдайского валунного суглинка (в %)

(по О. А. Грабовской и А.А. Роде, 1934)

Фракция 0.01—0.05 мм		Фракция 0.05—0.25 мм		Фракция 0.25—1.00 мм	
Минералы		Минералы		Минералы	
Микроклин	20—25	Микроклин	5—10	Микроклин	5—10
Альбинит		Кварц	80—85	Кварц	85—90
Анортоклаз		Роговая обманка	5—8	Рудные зерна и растительные остатки	до 5
Кварц	56—62	Мусковит			
Мусковит	14—15	Титанит			
Биотит		Турмалин			
Роговая обманка		Рудные зерна			
Растительные остатки					
Рудные зерна					

Механический, минералогический и химический состав

Типы отложений	Механический состав (в %)		
	Содержание частиц размером от — до (в мм)		
	1—0.25	0.25—0.01	0.01
Моренный карбонатный суглинок Дновского района Ленинградской обл. (А. Г. Трутнев, 1932—1935)	6.35	43.05	50.60
То же Красногвардейский район Ленинградской обл.	26.25	7.15	66.15
Моренный некарбонатный суглинок Подпорожского района Ленинградской обл.	4.30	40.20	55.50
Валунный суглинок Валдайского района	10.75	43.50	75.75
Моренный суглинок Черниговского района УССР	25.60	42.20	30.00
То же Киевского района УССР	21.90	42.90	30.40

гова имеют весьма высокое соотношение $SiO_2 : R_2O_3$; наиболее глинистые — Красногвардейская и Подпорожская морены имеют и наиболее низкое соотношение $SiO_2 : R_2O_3$. В этой закономерности мы, естественно, видим подтверждение следующего вывода о минералогическом составе различных фракций моренных наносов.

1. Наиболее крупнозернистая — валунная, галечная и песчаная (0.5—1 мм) фракция морен состоит по преимуществу из обломков магматических и осадочных пород, смешанных с угловатыми зернами кварца и полевых шпатов.

2. Средние по крупности зерна — мелкопесчаные и пылеватые фракции морены (0.5—0.01 мм) — состоят преимущественно из угловатых зерен

кварца и содержат лишь наибольшую подмесь полевых шпатов, слюд, тяжелых минералов и т. д.

3. Мелкая фракция морены — «глинная» (<0.01 мм), содержание которой может сильно колебаться, — состоит преимущественно из полевых шпатов, слюд и кварца, причем невыясненным является вопрос о том, в каком состоянии — свежем или выветрелом (разложенном в виде так называемых «глинных продуктов выветривания» типа водных силикатов, напр., монтмориллонита)—находятся здесь первые два компонента. Надо заметить, что разрешение этого последнего вопроса является существенным как для выяснения механизма накопления осадочного материала в ледниках и его источников (накопление магматического материала и его истирание, или же выветривание и обогащение морен местным материалом из осадочных пород, состоящих из ранее выветрелого материала), так и для выяснения потенциальных запасов в почвах на моренах, щелочей и щелочных земель и тех форм, в которых они накоплены в породе.

Исходя из соображений общего характера, мы склонны считать, что различные моренные отложения в этом отношении должны быть достаточно

Таблица 6

некоторых моренных отложений Европейской части СССР

Минералогический состав фракции > 0.01 мм (в %)				Химический состав (в %)						
кварц	слюда	полевые шпаты	тяжелый минерал	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	Потеря от прокаливания
91	6	3	1	72.50	7.07	9.53	следы	2.83	1.29	7.25
85	6	8	1	49.05	6.60	7.88	следы	11.25	6.29	17.65
75	19	6	мало	69.07	14.22	7.09	0.52	1.70	1.17	0.9
—	—	—	—	76.34	12.13	4.05	0.12	0.76	0.70	2.62
—	—	—	—	78.46	3.95	2.60	—	6.02	6.49	2.16
—	—	—	—	81.85	11.55	11.55	0	0.88	0.85	3.06

пестры, вследствие различной степени обогащения местным осадочным материалом и различного типа последнего.

Заканчивая на этом петрографическую характеристику моренных отложений, мы хотели бы подчеркнуть еще одну существенную особенность моренных отложений — это их частую и высокую карбонатность. Как мы уже указывали выше, карбонатность морен, порой весьма значительную (до 10—15% в $CaCO_3$), следует тесно связывать с обогащением морен местным материалом от разрушения карбонатных коренных пород. Поскольку последние отложения имеют на севере Европейской части СССР весьма широкое распространение, постольку и возможность развития карбонатных морен достаточно велика. Это и оказывается на самом деле. Н. Л. Благовидов (1937)

указывает, что в пределах Ленинградской области 26% территории укрыто породами, содержащими CO_2 от 2 до 16—20%, 30% территории — с содержанием CO_2 от 0.5 до 1.5%. Повидимому, не менее широко развиты карбонатные морены на северо-востоке. В этом случае при характеристике почвообразующих пород мы постоянно встречаемся с указанием на карбонатные морены. Если учесть, что в условиях современного влажного климата происходит весьма значительное и быстрое выщелачивание отложений, залегающих на поверхности, значение извести как весьма постоянного компонента в составе моренного суглинка (особенно в период его образования) было, очевидно, очень велико. Повторяем, что это последнее обстоятельство является совершенно естественным и закономерным, поскольку главная масса коренных отложений, слагающих северную часть Восточноевропейской равнины (палеозойских по преимуществу) и обогащавших ледник при его движении, представлены карбонатными породами.

Переходим теперь к рассмотрению литологических особенностей водноледниковых отложений.

Выше мы уже отмечали, что, согласно обычным представлениям, отложения «покровного» и «ленточного» типа являются, в основном, продуктом размыва и переотложения морены в озеровидных приледниковых разливах или в ледниковых озерах. В тесной связи с этим положением мы должны считать, что оба указанных типа отложения должны по минералогическому, механическому и химическому составу тесно коррелировать с составом морен, представляя собой или результат отмучивания наиболее дисперсной части морены (ленточные глины, наиболее глинистые покровные отложения), или результат более сложного фракционного ее разделения. Именно такую картину мы и наблюдаем в действительности. Так, например, яркую корреляцию механического состава морены и покровной глины по принципу взаимного дополнения мы имеем в табл. 7.

Таблица 7

Ультрамеханический состав некоторых моренных и покровных отложений Московского района (в %)
(по М. П. Казакову, 1935)

Тип отложения	Содержание частиц размером от — до (в мм)						
	>0.5	0.5— —0.25	0.25— —0.05	0.05— —0.01	0.01— —0.005	0.005— —0.001	<0.001
Морена							
Ленинские горы .	—	4.98	46.01	13.32	24.25	1.11	2.20
Черемушки . . .	—	2.77	37.84	18.05	22.66	5.28	7.91
Покровные отложения							
Черемушки . . .	0.16	0.39	3.32	21.94	41.93	10.97	21.29
Ленинские горы .	—	0.05	—	35.26	36.83	6.40	21.46

Из табл. 7 мы видим, что оба типа отложения — морена и покровный суглинок — резко различны по содержанию частиц <0.01 мм. Морена ими обеднена; покровные суглинки обогащены.

Хороший пример подобной же корреляции имеем мы в нижеследующих данных П. Н. Стефанова (1926) по вопросу о минералогическом составе лен-

точных глин, представляющих собой отмученную наиболее дисперсную часть морены.

Приведем валовой анализ ленточных глин Лахтинской впадины Ленинградской области (табл. 8).

Таблица 8

Химический состав некоторых ленточных глин Ленинградской области (в %)

(по П. Н. Стефанову)

Образец	Потеря при прокаливании	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O
Верхний прослой глинистый . . .	8.14	49.66	17.41	11.0	1.46	0.36	2.34	3.53	2.24	4.41
Песчаный прослой	4.41	66.90	13.79	5.60	1.19	0.10	2.28	1.85	1.50	3.63
Нижний глинистый прослой .	7.50	53.44	19.51	7.34	2.21	0.19	1.82	2.35	2.16	4.61

Цифры табл. 8 наглядно рисуют значительно и совершенно закономерное изменение химического состава ленточных глин по сравнению с моренами в направлении к понижению в содержании SiO_2, повышению Al_2O_3 и Fe_2O_3, Na_2O и K_2O. Нельзя ли эти особенности в химическом составе ленточных глин объяснять увеличением содержания неразложенного или слабо разложенного полевошпатового или слюдистого материала, составляющего, как мы уже видели, основу глинной фракции морен? Ответом на этот вопрос является табл. 9, где указан (предположительно) минералогический состав исследованных ленточных глин. Основанием для получения табл. 9 явилась большая аналитическая (различные типы вытяжек) и минералогическая работа, проделанная П. Н. Стефановым (1926).

Таблица 9

Минералогический состав некоторых ленточных глин Ленинградской области (в %)

(по П. Н. Стефанову)

Минералы	Средний глинистый прослой	Нижний песчаный прослой	Нижний глинистый прослой	Дисперсная фракция
Каолинит	4.69	1.52	3.72	6.11
Апатит	0.62	0.88	0.48	—
Гипс	0.57	0.95	1.09	—
Анортит	1.43	5.36	1.94	3.32
Ортоклаз	11.88	15.82	15.88	—
Альбит	5.12	19.38	5.12	9.54
Хлорит	5.15	2.66	2.26	—
Свободные гидраты Al_2O_3	14.56	4.10	13.51	12.99
Свободные гидраты Fe_2O_3	10.65	3.22	14.07	9.94
Рутил	0.06	—	0.22	—
Кварц	36.18	46.33	34.03	—

Таблица 10

Химический состав различных фракций некоторых покровных и ленточных глин Европейской части СССР
(в %)

Фракции	Содержание различных фракций	Данные валового анализа					
		SiO_2	$Al_2O_3 + P_2O_5$	Fe_2O_3	CaO	MgO	$CaCO_3$
Пензенская покровная глина (по С. С. Морозову, 1932)[1]							
Исходный материал	100	56.97	13.37	5.23	—	—	13.70
0.01—0.05 мм	17.12	79.74	5.92	2.17	—	—	4.39
Всего илов	45.09	—	—	—	—	—	—
1—0.54 μ	20.23	45.79	14.91	8.85	—	—	9.11
0.40—0.98 μ	7.48	46.90	17.25	10.27	—	—	3.25
0.28—0.22 μ	9.42	45.97	18.22	10.85	—	—	2.39
< 0.22 μ	2.85	40.19	17.58	10.35	—	—	7.54
Лисинская ленточная глина (по А. А. Роде, 1933)[2]							
№ 3. Исходный материал	100	65.63	18.97	7.32	0.95	2.18	—
1—0.0025 мм	42.80	75.74	13.46	4.36	1.34	0.95	—
0.0025—0.00025 мм	39.50	61.17	21.80	7.64	0.92	2.96	—
0.00025 мм	17.70	51.32	26.03	13.86	—	3.47	—
№ 26. Исходный материал	100	66.07	18.78	7.09	1.03	2.03	—
1—0.0025 мм	42.60	76.58	13.58	3.00	1.53	0.72	—
0.0025—0.00025 мм	37.60	61.83	21.00	7.67	1.02	2.98	—
0.00025 мм	19.80	50.73	26.19	14.99	—	3.15	—

В сущности вполне аналогичную картину дают и приводимые в табл. 10 валовые анализы различных фракций покровной и ленточной глины. Из анализа покровной глины видно значительное различие в составе более

Механический, минералогический и химический состав неко
(Ленинградской
(по А. Г. Трут

Тип отложения	Механический состав			Минералогический состав		
	Содержание частиц размерами от — до (в мм)			Кварц	Слюда	Полевые шпаты
	1—0.25	0.25—0.01	< 0.01			
Лёссовидный суглинок Псковского района	0.41	17.02	82.57	66	15	4
Покровные пески Крестецкого района	0.10	97.45	2.45	100	—	—
То же, Пашского района	1.95	95.00	2.00	98	—	2

[1] В % на воздушно-сухую навеску.
[2] В % на прокаленную навеску.

крупной фракции (0.01—0.05 мм) преимущественно кварцевой и более мелких (от 1 до 0.22 μ), повидимому, полевошпатовых и «глинных».

Согласно табл. 9 только около 1/3 породы представлено кварцем; одна пятая — полевыми шпатами и не менее четверти —свободными гидратами Al и Fe. Если даже принять во внимание, что в подобную трактовку минералогического состава ленточных глин неизбежно должна быть введена поправка на значительное развитие «глинных» продуктов (продуктов распада силикатов и особенно новообразовавшихся вторичных силикатов), то все же общая картина осадков, обогащенных «глинными» минералами и даже как будто (что сомнительно) продуктами глубокого распада их (в табл. 9 — свободные гидраты Al и Fe), будет ясна.

Следует подчеркнуть несомненное сходство в этом отношении морены и покровных глин. Это сходство будет еще более подтверждено данными из табл. 11, где представлены механические, минералогические и химические анализы некоторых покровных отложений Ленинградской области.

В табл. 11 заметен почти чистый кварцевый состав «покровных песков», представляющих, очевидно, хорошо отсортированную в потоках талых ледниковых вод песчаную фракцию морен. Таким образом, вся наша группа «покровных» и «ленточных» отложений, как было уже указано, представляет собой продукт размыва и дифференцированного переотложения моренных наносов. Между всеми группами отложений устанавливается, в силу этого, непосредственная генетическая связь, а сами отложения представляют собой весьма большое многообразие.

На ряду с продуктами наиболее совершенного отмучивания дисперсной части морен (ленточные глины и тяжелые покровные глины), мы встречаем здесь также и продукты неполного, смешанного отмучивания (суглинки и супеси) или накопления, более крупнозернистого песчаного материала.

3. Некоторые данные по составу лёссовых и лёссовидных отложений Европейской части СССР

Как известно, наиболее типичные и мощные лёссовые отложения на территории Европейской части СССР распространены на юго-западе, в преде-

Таблица 11

торых отложений «покровного» типа Европейской части СССР области) (в %)
неву, 1932—1935)

фракции 0.01 мм		Химический состав						
выветренные неопределимые минералы	тяжелые минералы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	Потеря при прокаливании
15	мало	62.37	9.69	10.61	следы	6.14	1.38	9.22
—	мало	84.67	4.46	1.87	—	0.19	0.25	3.11
—	»	87.80	6.51	1.51	0.19	0.62	0.48	0.85

лах УССР. В центральной и южной Украине лёссы образуют почти сплошной покров (плащ), одевающий страну, ее водоразделы и высокие древние

террасы. На севере, в Полесье и Приднепровье, лёсс развит в виде отдельных островов, разобщенных массивами, главным образом, древнеаллювиальных отложений. Существенно напомнить, что лёссовый покров ложится на севере УССР на моренные и водно-ледниковые отложения; на юге — на плиоценовые (?) красно-бурые глины. Лёсс покрывает значительную часть поверхности Подольского плато, Украинской кристаллической полосы и некоторые участки Донецкого кряжа.

Лёссовый покров в виде широкой полосы проходит из УССР на восток в область Доно-Донецких равнин. На юге эта область почти непосредственно переходит в предкавказскую область развития лёссовидных пород, также закрывающих с поверхности громадные равнинные территории нижней части склона Северного Кавказа.

В Заволжье, в пределах так называемой сыртовой области (в треугольнике Куйбышев—Камышин—Уральск) располагается еще одна крупная по своим размерам область развития наносов лёссовидного сложения. Это так называемые желто-бурые сыртовые суглинки, описанные еще С. С. Неуструевым и Л. И. Прасоловым, а позднее Ф. П. Саваренским, А. Н. Розановым, А. Н. Мазаровичем, Н. И. Николаевым и др.

Выше мы упоминали уже, что часть «покровных» отложений, распространенных в границах древнего оледенения (видимо, водно-ледникового происхождения) обладает лёссовидным характером. Острова таких «лёссовидных суглинков» встречаются довольно далеко на севере — в Ленинградской, Архангельской, Вологодской областях и т. д. Эти отложения, однако, сильно выщелочены и напоминают типичные карбонатные лёссовидные суглинки Юга только пылеватым составом и некоторыми внешними морфологическими чертами. Значительно более распространены лёссовидные отложения в средней части Восточноевропейской равнины: в пределах Среднерусской возвышенности, где лёссовидным характером обладают делювиальные отложения, и в пределах Донской депрессии и западной части Приволжской, где лёссовидный характер свойственен отчасти отложениям покровного типа.

Нет необходимости специально характеризовать внешние признаки лёссовых и лёссовидных отложений. Светлобурый цвет, пылеватый механический состав, известковистость, пористость, отсутствие слоистости и способность давать вертикальные обрывы представляют наиболее характерные свойства типичных лёссов. Пылеватость и карбонатность всегда свойственна лёссовидным породам, супесчаным или суглинистым.

Мощность лёссовых отложений весьма различна, от метра до нескольких десятков метров. Как отмечалось выше, лёссы часто включают горизонты погребенных почв и раковины пресноводных или сухопутных молюсков.

Происхождение лёссовых пород представляет собой нерешенную проблему четвертичной геологии. Наиболее распространенной точкой зрения на генезис типичных лёссов Украины является признание эолового способа происхождения лёсса путем навевания пыли ветрами, дувшими от ледника и развевавшими оголенные моренно-зандровые равнины приледниковой зоны (П. А. Тутковский 1899; Зергель, 1919; Г. Ф. Мирчинк, 1919). Было высказано мнение об отложении лёсса в широких водных разливах впереди ледника (теория ледниковой мути) или о происхождении лёсса из отложения водно-ледникового генезиса, вследствие последующих почвенных процессов «облёссования» (Л. С. Берг, 1927, 1929). Возможность развития последних при этом доказывалась фактом широкого распространения наносов лёссо-

видного типа, обладающих явственными признаками аллювиального, делювиального, или даже элювиального происхождения.

Выше мы уже рассматривали вопрос о стратиграфических соотношениях ярусов лёссовой толщи Украины и морен Севера. В частности, мы подчеркнули несомненный факт тесного географического и стратиграфического сопряжения лёссовых, ледниковых и водно-ледниковых отложений, дающее все основания предполагать глубокую генетическую связь отложений всех этих трех типов.

В недавнее время это же положение было подкреплено разбором имеющихся сведений о петрографическом и химическом составе лёссовых отложений.

Приводим эти сведения в кратком и обобщенном извлечении (табл. 12).

Данные петрографического анализа лёссовых и лёссовидных отложений, к сожалению, характеризуют (так же как и для морен) состав только наиболее крупных фракций (>0.01 мм). Эти фракции оказались преимущественно кварцевые. Сравнения табл. 12 с табл. 1 показывают несомненную петрографическую близость лёссовых и моренных отложений. Крупные фракции обеих пород характеризуются абсолютным преобладанием кварца; на втором месте стоят полевые шпаты, далее слюды, пироксены и роговые обманки и т. д. Характерной особенностью лёссов является присутствие в крупных фракциях известковых стяжений; второй особенностью — еще более малое значение обломков магматических пород, чем в моренах (правда, их во фракции < 0.25 мм, в моренах также очень мало).

Сравнивая петрографический состав крупных фракций лёссовых отложений между собой, следует подчеркнуть его большую однородность. Среди исследованных образцов ясно выделяются лишь (по богатству магматическими породами и малому количеству полевых шпатов) лёссовидные суглинки предкавказских равнин. Это обстоятельство совершенно естественно и понятно, так как лёссовидные суглинки Предкавказья представляют собой отложения водного происхождения, снесенные с Кавказа, а не из области Восточноевропейской равнины.

И. Н. Антипов-Каратаев (1937) подчеркивает также своеобразие петрографического состава сыртовых глин Заволжья. Он отмечает для них, как характерную черту, отсутствие магматических пород и предполагает на этом основании «иные, чем у лёсса источники образования сыртовых толщ Заволжья». Мы не считаем пока этот вывод достаточно обоснованным. В ряде образцов лёссовых пород Украины (например, Приднепровских) магматических пород также не обнаружено. К тому же, как уже отмечалось ранее, чем меньше фракция, тем менее богата она обломками пород, а сыртовые глины, как отмечает и И. Н. Антипов-Каратаев, особенно богаты именно тонкими (<0.01 мм) фракциями.

Непосредственных данных по минералогическому составу тонких фракций лёссов (<0.01 мм) мы не имеем. Косвенными же материалами являются приводимые в табл. 13 валовые анализы отдельных мелких фракций.

Эти материалы с несомненностью подтверждают преимущественно кварцевый состав фракции < 0.01 мм. Напротив, мельчайшие фракции характеризуются совершенно иным соотношением $SiO_2 : R_2O_3$, свидетельствуя о преимущественном «глинном» их составе. Принципиально, таким образом, мы имеем совершенно такую же схему, что и для моренных и «покровных» отложений, фактически, однако, вследствие весьма малого содержания фрак-

Таблица 12

Петрографический состав некоторых лёссовых и лёссовидных отложений Европейской части СССР (в %)
(по данным М. П. Казакова, 1935, И. Н. Антипова-Каратаева, 1937 и др.)
цифры — процентное содержание (приближенно)

Название района	Фракция 0.5—0.25 мм	Фракция 0.25—0.05 мм	Фракция 0.05—0.01 мм
Брянский	Кварц (угловатые и слабо окатанные зерна) 90. Известковистые корочки, гранит, выветрелые зерна (очень редко)	Кварц 80—90 Известковые корочки Пироксены и роговые обманки Глауконит Мусковит, биотит (очень редко) Турмалин (очень редко)	То же, что и для фракции 0.25—0.05
Полтавский	Кварц 60 Песчано-известковые и известковые стяжения	Кварц 90 Известковые стяжения Пироксены и роговые обманки 5 Полевой шпат (редко) Глауконит Магматические породы, мусковит, бурый известняк (очень редко)	Отличается от фракции 0.25—0.5 бо́льшим содержанием мусковита. Отсутствием магматических пород, меньшим количеством полевых шпатов
Из области распространения Днепровского ледника (бассейн реки Псла)	—	Кварц — около 75 Полевые шпаты около 20 Мусковит, биотит Глауконит Тяжелые минералы	Кварц — около 50 (кальцит) Полевые шпаты — до 50 Слюды, глауконит Тяжелые минералы
Вне области распространения Днепровского ледника (город Каменск)	—	Кварц, полевые шпаты, слюда, глауконит, кальцит, гипс, тяжелые минералы	Кварц, полевые шпаты, слюда, глауконит, кальцит, гипс, тяжелые минералы
Лёссовидные породы Азовского побережья (Хопры)	Кварц абсолютно преобладает (зерна угловатые и слабо окатанные) Известковые стяжения (редко) Кальцит (редко)	Кварц 80 Кальцированные стяжения Пироксены и роговая обманка. Бурый железняк Полевой шпат (редко) Слюда, тяжелые минералы (очень редко)	Состав аналогичный фракции 0.25—0.05 (больше мусковита, темноцветных минералов)
Лёссовидные породы предкавказских равнин (Баталпашинск)	Кварц 70 Магматические породы Полевые шпаты (редко) Песчаник, гипс, известняк	Кварц 70 Магматические породы 20 Пироксены, роговые обманки, биотит, полевые шпаты, мусковит (редко), гипс Турмалин (оч. редко)	Состав аналогичен фракции 0.25—0.05 (больше слюд и темных минералов, меньше магматических пород)
Сыртовые глины Заволжья (Ершов)	—	Фракция 0.25—0.02 Кварц (неокатанные зерна) 94 Полевые шпаты — 5 Роговая обманка Тяжелые минералы Гидроокись железа	Фракция 0.02—0.002 Кварц 75% Полевые шпаты 25%

Таблица 13

Химический состав различных фракций некоторых лёссовых и лёссовидных отложений Европейской части СССР (в %)

(по данным С. С. Морозова, 1932, и И. Н. Антипова-Каратаева, 1937)

Фракции	Содержание различных фракций	Данные валового анализа на бескарбонатную породу					
		SiO_2	$Al_2O_3 + P_2O_5$	Fe_2O_3	CaO	MgO	$CaCO_3$
Прилукский лёсс							
Исходный материал	100	83.23	7.63	2.52	—	—	12.59
0.01—0.05 мм	62.08	89.11	3.51	1.56	—	—	5.00
Всего илов	12.28	—	—	—	—	—	—
1—0.54 μ	5.41	51.81	18.15	8.96	—	—	10.77
0.40—0.28 μ	1 97	48.27	18.86	9.38	—	—	6.30
0.22 μ	0.56	44.67	19.49	9.64	—	—	40.84
Мстиславльский лёсс							
Исходный материал	100	79.17	8.77	3.29	—	—	13.45
0.01—0.05 мм	50.17	85.53	6.91	1.25	—	—	10.70
Всего илов	11.66	—	—	—	—	—	—
1—0.54 μ	5.50	53.06	21.34	8.59	—	—	1.45
0.40—0.28 μ	1.25	48.77	21.48	10.30	—	—	—
< 0.22 μ	2.68	43.70	21.49	10.69	—	—	6.45
Трубчевский лёсс							
Исходный материал	100	85.06	7.43	2.33	—	—	11.43
0.01—0.05 мм	68.69	88.29	4.43	2.33	—	—	7.86
Всего илов	8.70	—	—	—	—	—	—
1—0.54 μ	4.54	53.09	18.24	9 83	—	—	0.23
0.40—0.28 μ	1.86	48.50	18.49	9.98	—	—	7.68
< 0.22 μ	1.02	43.62	18.51	10.02	—	—	24.27
Сыртовая глина Заволжья							
Исходный материал	100	66.69	14.20	6.99	1.09	2.83	5.83 (в CO_2)
Коллоидная (< 0.2 μ)	25.28	51.60	20.68	11.74	0.31	2.94	—

ции илов в анализированных лёссах (8—12%), последние должны быть определены как породы кварцево-известковые. Является вопрос, насколько это положение может быть общим и характерным для других лёссовых пород Европейской части СССР. К сожалению, мы не располагаем сейчас еще достаточно обширным и полным фактическим материалом для вполне обоснованного выяснения этого вопроса. Однако некоторые предварительные суждения здесь могут быть высказаны.

Еще А. И. Набоких (1915) и в более позднее время В. И. Крокосом (1922—1927), Г. Г. Маховым (1926) и Л. С. Бергом (1928) была подчеркнута значительная неоднородность лёссовых пород УССР по их механическому составу. Наиболее «легкий» супесчаный или слегка суглинистый лёсс (от 20 до 35% физической глины), согласно этим данным, свойственен области Днепровского оледенения; более суглинистый (35—50% глины)—средней части УССР, вне границ оледенения, и глинистый (более 50% глины) — крайнему югу.

Механический и химический состав некоторых лёссовых
(по данным С. С. Морозова, 1932, В. И. Кро

Тип отложения	Механический состав (в %)			
	Содержание частиц размерами от — до (в мм)			
	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	< 0.01
Прилукский лёсс	0.06	5.87	62.08	31.99
Мстиславльский лёсс	2.25	12.18	50.17	35.40
Трубчевский лёсс	0.25	10.10	68.69	20.96
Тираспольский лёсс (ст. Мигаево)	—	—	—	—
Херсонский лёсс	—	—	—	—
Лёссовидная сыртовая глина Заволжья	—	—	—	—

С. С. Соболев (1935) схематически изобразил указанные выше закономерности, причем распространение лёссов различной степени суглинистости связал с крупными долинами, и, в частности, с долиной Днепра (наиболее легкие лёссы ближе к долине, более тяжелые — далее). Следует отметить, что в расположении лёссов различного состава параллельно долине Днепра С. С. Соболев (1935) усматривает признак их водного происхождения.

Не считая еще в настоящее время последний взгляд и соответствующую схему достаточно доказанными, мы, вместе с тем, действительно легко обнаруживаем значительные колебания в механическом и химическом составе Украинских лёссов. Эти колебания могут быть проиллюстрированы следующей таблицей механического и химического состава лёссов различных районов (табл. 14).

В табл. 14 мы замечаем ту же корелляцию в содержании физической глины и количествах SiO_2 и R_2O_3, какую уже видели в моренных и «покровных» отложениях. Это обстоятельство сближает в генетическом отношении все три группы осадков. Вместе с тем, однако, оно еще ничего не говорит о способе образования лёссов, поскольку местные (или зональные) литологические варианты лёссов (более глинистых и более песчаных) возможны при любом способе их происхождения.

Тем не менее, возможность подобных колебаний химического (а следовательно, и минералогического) состава лёссов заставляет нас весьма осторожно отнестись к широкой экстраполяции очерченных выше закономерностей.

Весьма важной в генетическом отношении особенностью лёссовых отложений является их карбонатность.

Как мы видим из приведенных выше аналитических данных, а также многочисленных опубликованных материалов, содержание $CaCO_3$ в лёссах испытывает значительные колебания от нескольких процентов до 15—20%. С. С. Морозов (1932) приводит весьма интересные данные по распределению $CaCO_3$ в различных механических фракциях (табл. 15).

Из табл. 15 видно, что $CaCO_3$ встречается во всех фракциях лёсса, вплоть до самых мельчайших. Более того, намечаются два относительных максимума, в пылеватой фракции (от 50 до 1 μ), где, повидимому, располагается

Таблица 14

и лёссовидных отложений Европейской части СССР
коса, 1927, и И. Н. Антипова-Каратаева, 1937)

Химический состав (в % на бескарбонатную навеску)								
Потеря при прокаливании	CO_2	SiO_2	$Al_2O_3 + P_2O_5$	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O
1.66	5.54	83.23	7.63	2.52	—	—	—	—
1.32	5.92	79.17	8.77	3.29	—	—	—	—
0.72	5.03	85.06	7.43	2.33	—	—	—	—
4.70	5.43	69.30	14.43	5.39	1.26	2.26	0.96	2.59
0.96	3.60	83.70	8.14	3.12	0.60	1.67	1.24	2.48
9.94	5.83	—	—	—	—	—	—	—

и абсолютный максимум содержания $CaCO_3$, и в наиболее мелкой, коллоидной (<0.28 μ). Это указывает на весьма дисперсное распространение $CaCO_3$ в лёссах, главным образом в виде известковой пыли.

Отмеченные закономерности в размещении извести представляют интерес и с другой точки зрения. Значительное содержание $CaCO_3$ в тонких фракциях (<0.01 мм) лёссовых отложений может служить видимой причиной «развертывания» механического состава лёссов при обработке их соляной кислотой, как это делал М. П. Казаков (1935) (табл. 16). Обрабатывая лёсс HCl и растворяя, следовательно, известь, мы изменяем относительное соотношение механических фракций в сторону увеличения тонких фракций и уменьшения крупных (т. е. добиваемся эффекта «развертывания»).

Таблица 15

Содержание $CaCO_3$ в различных механических фракциях некоторых лёссовых отложений Европейской части СССР (в %)
(по С. С. Морозову, 1932)

Тип отложения и фракции	0.25—0.05 мм	0.05—0.01 мм	10—5 μ	5—1 μ	1—0.54 μ	0.54—0.40 μ	0.40—0.28 μ	0.28—0.22 μ	<0.22 μ
Мстиславльский лёсс									
Содержание фракции .	11.47	49.00	22.91	3.91	4.87	0.69	1.09	1.29	2.49
Содержание $CaCO_3$ . . .	7.30	10.70	24.70	11.53	1.45	0.50	—	2.21	6.45
Трубчевский лёсс									
Содержание фракции .	9.38	67.47	11.98	2.01	4.12	0.78	0.84	1.57	1.21
Содержание $CaCO_3$ . . .	2.51	7.86	19.96	25.00	0.23	5.00	7.68	16.00	24.27

Содержание $CaCO_3$ в Мстиславльском лёссе 13.45%
» $CaCO_3$ в Трубчевском лёссе 11.43%

Таблица 16

Изменение механического состава некоторых лёссовых и лёссовидных отложений Европейской части СССР после обработки их HCl (в %)

(по М. П. Казакову, 1935)

Тип отложения и название района	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	<0.001
Лёссы:						
Брянский район (р. Десна) с обработкой 2% HCl	0.19	9.36	41.05	20.86	5.13	23.41
Без обработки	0.10	24.96	37.15	21.14	5.12	11.53
Полтавский район с обработкой HCl	0.08	2.57	50.59	19.86	4.48	22.42
Без обработки	0.02	3.18	66.20	10.30	0.63	19.67

Нам кажется естественным искать источник извести лёссов в тех карбонатно-моренных покровах Севера, о которых говорилось выше.

Если вспомнить вполне несомненное положение о тесной генетической связи морен, покровных отложений и лёссов Европейской части СССР, то достаточно логичным, с общей точки зрения, покажется нам следующий тезис.

Основным источником кварцевого материала для моренных песчано-покровных и лёссовых отложений Восточноевропейской равнины служили преимущественно кислые магматические породы Фенно-Скандии. Источником алюмо-силикатного материала были как эти же изверженные породы, так и осадочные, главным образом, палеозойские отложения северной части Восточноевропейской равнины. Источником известкового материала были осадочные палеозойские карбонатные породы севера Восточноевропейской равнины.

Выше мы уже отмечали, что в климатических условиях северной (лесной) половины Европейской части СССР моренные отложения (даже заведомо карбонатные) постепенно, под влиянием выщелачивания, лишались и лишаются карбоната кальция. Область юга Европейской части СССР оказывалась в ледниковые эпохи постплиоцена зоной аккумуляции экстрагляциальных отложений и извести Мы считаем, что основной причиной накопления последней была устойчивая степная (аридная) обстановка зоны, в условиях которой имели место лишь местные миграции $CaCO_3$, способствовавшие только более или менее равномерному перераспределению извести элювиальным путем. Следует отметить, что это перераспределение происходило под покровом черноземных почв, служивших, в свою очередь, источником больших количеств растворенной в почвенно-грунтовых водах углекислоты.

4. Заключение

Заканчивая на этом краткую характеристику главнейших почвообразующих пород Европейской части СССР, мы считаем необходимым в заключение подчеркнуть, во-первых, весьма большую важность и ценность для почвоведа углубленного (петрографического и химического) изучения этих отложений;

а во-вторых, совершенно недостаточную степень изученности поверхностных отложений Восточноевропейской равнины и необходимость широкого развертывания и форсирования подобных работ.

Минералогический состав почвообразующей породы определяет потенциальное богатство почвы в отношении главнейших питательных веществ. Степень выветрелости первичных, главным образом алюмосиликатных, комплексов и формы минеральных и органо-минеральных новообразований в почве и породе определяет степень доступности тех или иных элементов минерального питания растений. Богатство породы дисперсной фракцией глубоким образом влияет на обменную способность почв и формирование тех или иных физических и физико-химических особенностей почвенного слоя.

Все это вместе взятое делает специальное минералогическое и химическое изучение главнейших почвообразующих пород необходимейшим элементом современного исследования почв. Громадным недостатком прежних и части современных почвенно-географических исследований является недооценка этого положения.

Как мы видели выше, большим подспорьем в деле изучения минералогического и химического состава главнейших почвообразующих пород оказываются принципы и соображения историко-генетического характера. Разобранные выше генетические соотношения морен, «покровных» и «ленточных» отложений дают пример достаточно определенных указаний в отношении возможных вариантов минералогического и химического состава осадков этих групп. Так, например, бесспорным нам теперь кажется положение о сравнительном богатстве развитых на моренных отложениях почв потенциальными запасами элементов зольного питания, содержащимися в неразложенных или слабо разложенных обломках коренных (магматических, в частности) пород. Столь же ясно положение о повышенном содержании в почвах на ленточных глинах или тяжелых покровных отложениях активной в физико-химическом отношении дисперсной фракции. Антиподом для этих групп выступают почвы на песчаных, зандровых и «покровных» отложениях, остов которых состоит из неактивного и устойчивого к выветриванию кварца.

Значительно хуже дело обстоит с петрографическим изучением лёссов. Существующий материал по их минералогии и химизму отрывочен и мал. Мы находимся здесь еще в стадии накопления фактического материала и первых робких рабочих гипотез. Чем скорее мы пройдем этот этап, тем быстрее мы поможем разрешению «проблемы черноземных почв», проблемы генезиса и географии этих почв, а тем самым и разработке методов их интенсивного освоения.

В качестве иллюстрации к этому последнему положению упомянем о весьма определенных данных минералогического анализа для лёссов Приднепровья. Как было видно из них, эти отложения (а следовательно, и почвы, развитые на них) характеризуются преимущественным песчано-пылеватым кварцевым составом, обладают весьма небольшими запасами «глинного» материала и незначительным содержанием активной (в физико-химическом отношении) дисперсной фракцией.

Выше мы уже отмечали, что имеются, впрочем, прямые указания на значительные колебания состава лёссовых пород и крупные отклонения, в частности, от вышеобрисованного «Днепровского» типа.

Несколько лучше, чем с лёссовыми, обстоит дело с изучением петрографических особенностей делювиальных и аллювиальных отложений местного типа. Фактический материал, имеющийся по этим типам отложений, совершенно ничтожен. Однако те генетические принципы, которые должны быть положены в основу подобного изучения, более или менее ясны. Задача здесь сводится к отысканию исходных членов различных генетических рядов и выяснению расположения тех или иных конкретных промежуточных категорий в этих рядах. Этими краткими замечаниями мы и закончим свое изложение.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ И РАЙОНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

I. СЕВЕРНАЯ ЗОНА ЛЕДНИКОВЫХ (МОРЕННЫХ) И ПРИЛЕДНИКОВЫХ (ЗАНДРОВЫХ) РАВНИН И ФОРМ

А. Подзона новых (свежих) ледниковых форм

1. Карельско-Кольская область. Восточная часть Фенно-Скандинавского кристаллического массива. Цоколь из кристаллических пород не везде прикрыт покровом ледниковых и водно-ледниковых отложений. Низкие горы, холмистые равнины и плато, древнеозерные депрессии. Преобладание свежих ледниково-аккумулятивных форм, на ряду с формами ледникового выпахивания и тектоническими (трещинами).

а) Севернокольский район. Высокое плато, в западной части значительно расчлененное.

б) Южнокольский район. Увалистая, повышенная равнина.

в) Горнокольский район. Низкогорный рельеф с глубокими озерными впадинами.

г) Древнеозерная депрессия.

д) Карелия. Холмисто-грядовая равнина со сложным сочетанием различных ледниково-аккумулятивных форм и древнеозерных депрессий.

е) Приморско-Карельский район. Абразионная равнина.

2. Северо-Западная область. Сплошной покров ледниковых и водно-ледниковых отложений на неровном и различно погруженном цоколе коренных пород (главным образом палеозойских). Холмистые, холмисто-грядовые и пониженные равнины. Древнеозерные котловины. Валообразные поднятия и гряды-отторженцы. Разнообразные формы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции.

а) Центральный конечноморенный район. Характерными элементами рельефа являются конечно- и напорно-моренные гряды, связанные в большинстве с валообразными поднятиями поверхности коренных пород. Большое количество озер.

б) Молого-Шекснинская низина. Древняя депрессия, выполненная, главным образом, древнеаллювиальными отложениями.

в) Северо-Западный моренный район. Холмистые моренные равнины, гряды, древнеозерные депрессии.

г) Ильмень-Волховская низина. Древняя депрессия, выполненная, главным образом, озерно-ледниковыми отложениями.

д) Силурийское плато. Равнина, сложенная неглубоко залегающими коренными породами, ограниченная уступами («глинты»).

е) Северный район. Холмисто-грядовые моренные равнины. Изучен еще недостаточно.

Б. Подзона более древних, измененных в различной степени (погребенных и размытых) ледниково-аккумулятивных и зандровых (древнеаллювиальных) равнин

3. Тимано-Печорская область. Обширная равнина, холмистоморенная на севере, заключенная между горными грядами Тимана (низкогорье) и Северного Урала. Этой области свойственно широкое развитие ледниковых (в том числе Урало-Новоземельских) и водно-ледниковых отложений, а на севере морских (бореальных) отложений. Исследована недостаточно.

а) Печорская равнина. Равнина (местами грядово-холмистая), сложенная с поверхности покровом ледниковых, морских (на севере) и водно-ледниковых (древнеозерных на юге) отложений. В пределах равнины встречаются отдельные гряды, сложенные коренными породами.

б) Гряда Чернышева. Крупная грядообразная возвышенность с выходами на поверхность коренных пород (карбон).

в) Тиман. Холмисто-грядовый возвышенный район с выходами на поверхность коренных пород.

4. Северная область. Холмисто-грядовые равнины, сложенные с поверхности ледниковыми, морскими (на севере и в древних депрессиях) и водно-ледниковыми «покровными» отложениями, залегающими на неровной поверхности коренных пород. Исследована недостаточно.

5. Область Полесья. Обширная древняя депрессия, низкая равнина, выполненная толщами ледниковых и, главным образом, водно-ледниковых древнеаллювиальных и частично лёссовых отложений.

По преимуществу, аллювиально-аккумулятивная равнина с древнедюнными образованиями.

а) Северное Полесье. Низкая равнина, сложенная немощной толщей песчаных и лёссовидных отложений, залегающих на морене. Местами холмисто-моренный ландшафт.

б) Южное Полесье. Низкая равнина, сложенная, главным образом, песчаными древнеаллювиальными отложениями, частично перевеянными, слагающими древнедюнные формы.

в) Брянско-Черниговский район. На ряду с типичным «Полесским» (песчаным) ландшафтом, в районе развиты массивы лёссовидных отложений.

6. Центральная область. Грядово-холмистые равнины, сложенные толщей ледниковых, водно-ледниковых и так называемых «покровных» (часто лёссовидных) отложений. Поверхность коренных пород, скрытых под этим покровом, неровная и местами коренные породы подходят к поверхности (валы и гряды). Преобладают сложные полигенетические формы поверхности, погребенные или размытые в различной степени (ледниковые и водно-ледниковые, а также депрессии, часто использованные позднейшей гидрографической сетью).

а) Смоленско-Московский район. Характеризуется особенно широким развитием покровных (лёссовидных) отложений.

б) Иваново-Калининский район. С неровным грядово-впадинным рельефом и довольно широким развитием водно-ледниковых и древнеаллювиальных отложений.

в) Ярославский район. Широкое развитие покровных лёссовидных и флювио-гляциальных отложений.

7. Окско-Ветлужская область. Древняя депрессия или система депрессий, выполненная толщами ледниковых и, главным образом, водно-ледниковых и древнеаллювиальных отложений. Преобладают сложные полигенетические формы, среди которых широким распространением пользуются аллювиальные и озерно-аккумулятивные.

а) Окско-Клязьминская низина. Широкое развитие песчаных древнеаллювиальных отложений.

б) Ветлужская низина.

8. Северо-Восточная область. Слабо расчлененная повышенная равнина с неглубоко залегающей поверхностью коренных пород (северные увалы) и широким развитием ледниковых, водно-ледниковых и, главным образом, «покровных» отложений. Исследована недостаточно.

II. ЮЖНАЯ ЗОНА ВНЕЛЕДНИКОВЫХ АККУМУЛЯТИВНЫХ (МОРЕННЫХ, ЛЁССОВЫХ И АЛЛЮВИАЛЬНЫХ) И ВЫРАБОТАННЫХ (ЭРОЗИОННЫХ) РАВНИН

9 Вятско-Камская область. Возвышенная, значительно расчлененная эрозионная область, сложенная с поверхности, главным образом, пермскими и триасовыми отложениями, отчасти прикрытыми лёссовидными и местными делювиальными отложениями. В депрессиях (повидимому, древних) имеют широкое развитие песчаные, древнеаллювиальные отложения. Исследована недостаточно.

10. Южная лёссовая область. Возвышенные и низкие плоские и различно расчлененные равнины с поверхности укрытые покровом лёссовых отложений. Лёссом скрыты ледниковые, древнеаллювиальные отложения и коренные породы.

Рельеф долёссовой поверхности смягчен лёссом.

Развитие современной гидрографической сети, в общем, определено долёссовым рельефом и дифференциальными новейшими энейрогеническими движениями.

а) Днепровско-Донской район. Расчлененная равнина. Склоны Среднерусской (Центральной) возвышенности, сверху перекрытые лёссовыми отложениями.

б) Приднепровская низина. Приднепровская низкая равнина — древние террасы Днепра, сложенные древнеаллювиальными и ледниковыми отложениями, перекрытые на большой площади лёссовыми отложениями.

в) Приднепровский правобережный и Заднепровский район (Возвышенное Приднепровье). Возвышенная равнина, сложенная коренными (главным образом кристаллическими) породами, сверху закрытыми лёссом.

г) Подольский район. Древнее плато, сложенное коренными породами, значительно эродированное и частично покрытое лёссом.

д) Мариупольский район. Древняя сильно размытая возвышенность, сложенная коренными породами и перекрытая лёссом.

е) Причерноморская низина. Средняя и низкая равнина, сложенная лёссом и верхнетретичным отложением. Расчленение слабо.

ж) Присивашье. Низменность с системой плоских котловин-заливов — лиманов.

10 б. Доно-Донецкая область. Равнины, различно расчлененные (преимущественно, увалисто-холмистые), сложенные коренными породами, близко залегающими к поверхности. С поверхности сложены немощным покровом лёссовидных и красно-бурых суглинков.

а) Доно-Донецкий район. Увалистая равнина, сложенная с поверхности лёссовидными отложениями, главным образом местного происхождения (делювиальными?).

б) Доно-Манычский район. Слабо расчлененная равнина с немощным лёссовым покровом.

в) Ергенинский район. Возвышенная равнина-плато, несколько расчлененная, сложенная верхнетретичными отложениями, сверху перекрытыми толщей песчаных отложений.

11. Область Донецкого кряжа. Выравненная древнегорная страна, сложенная мезо-палеозойскими дислоцированными отложениями, с различно (и часто глубоко) врезанной сетью долин. Поверхность области частично покрыта лёссовыми отложениями.

12. Центральная (Среднерусская) возвышенность. Возвышенная расчлененная область, сложенная коренными породами различного возраста (от девона до третичных). Глубоко эродирована; в центральной части обладает покровами элювиально-делювиальных отложений, а в окраинных зонах несплошным покровом ледниковых и лёссовых отложений.

13. Донская низина (Донская равнина). Относительно пониженные, различно расчлененные равнины, сложенные с поверхности мощной толщей древнеаллювиальных, ледниковых, водно-ледниковых и лёссовых отложений, залегающих на коренных породах. Поверхность последних очень неровная, местами коренные породы (обычно мел) выходят на поверхность.

а) Тамбовская равнина. Равнина с широким развитием ледниковых, водно-ледниковых и лёссовых отложений. На юге, по Хопру и Дону, обширные древние песчаные террасы.

б) Окско-Воронежский район. Равнина с широким развитием толщ древнеаллювиальных и водно-ледниковых отложений, слагающих широкие древние террасы.

в) Калачская возвышенность. Возвышенный район с близким залеганием коренных пород, сильно размытый.

14. Приволжская возвышенность. Возвышенная область, сложенная коренными породами, местами сильно дислоцированная, различного возраста (пермь-юра-мел-третичными), сверху закрытыми немощными и несплошными покровами делювиальных, ледниковых и водно-ледниковых отложений. Разнообразно расчлененная область.

а) Восточный район. Развитие покрова преимущественно местных (делювиальных и аллювиальных) отложений. Короткий Приволжский склон особенно сильно расчленен.

б) Западный район. Развиты покровы ледниковых, водно-ледниковых и «покровных» отложений, на ряду с широкими зонами террасовых, песчаных, древнеаллювиальных отложений (например, Присурские пески).

15. Заволжская возвышенность. Возвышенная область, сложенная коренными, пермскими, юрскими и отчасти мелтретичными отложениями. Немощные и несплошные покровы делювиальных отложений. Глубоко расчлененная область со сложной эрозионной скульптурой.

16. Область древневолжских впадин. Обширные депрессии, выполненные толщами древнеаллювиальных отложений (террасовыми и «сыртовыми» суглинками). Система древневолжских террас.

17. Прикаспийская низменность. Низменные равнины, полого наклонные к морю, сложенные мощной толщей древнекаспийских и верхнетретичных морских отложений. Иногда встречаются куполовидные возвышенности, сложенные древними породами.

Морские аккумулятивные равнины с комплексом примитивных аллювиально-аккумулятивных суффозионных и субаэральных форм.

а) Северный район. Равнина с большим количеством котловин местного стока (лиманных).

б) Песчаный район. Значительно развеянные песчаные площади равнины.

в) Дельтовый район.

18. Восточно-Предкавказская (Ставропольская) область. Относительно возвышенная равнина, сложенная третичными отложениями, слабо расчлененная с покровом лёссовидных пород.

19. Западно-Предкавказская (Кубанская) область. Плоская равнина, полого падающая к морю, сложенная мощной толщей лёссовидных отложений

20. Крымская область.

а) Район степного Крыма. Плато, слабо расчлененное, сложенное неогеновыми отложениями.

б) Район горного Крыма. Низкогорный район.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусов Н. И. Послетретичная Тиарекская терраса в области Черного моря. Bull. Int. de l'Ac. sc. de Bohême, 1925.

Антипов-Каратаев И. Н. и др. Отчет о работах Ершовского стационара Почвенного инст. в Заволжье. Тр. Ком. по ирригации, 10, 1937, Изд. Акад. Наук СССР.

Анучин Д. Н. Рельеф поверхности Европейской России в последовательном развитии о нем представлений. Землеведение, 1. М., 1895.

Архангельский А. Д. Среднее и Нижнее Поволжье. Землеведение, 4. М., 1916.

Архангельский А. Д. Геологический очерк Пензенской губ., М., 1916.

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР, Георазведиздат, Л.—М., 1932.

Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. Моск. общ. исп. прир. Отд. геол., 11, 4. М., 1933.

Берг Л. С. Основы климатологии, ГИЗ, М.—Л., 1927.

Берг Л. С. Зональность покровных пород Восточной Европы и происхождение лёссов. Зап. Одесск. общ. ест., 10. Одесса, 1928.

Берг Л. С. Проблемы лёсса. Природа, 1927, 4, 6. Л., 1929.

Благовидов Н. Л. Почвы северо-запада Европейской части СССР (очерк в настоящем сборнике).

Боголюбов Н. Очерк геологии и географии ЦЧО. Воронеж, 1922.

Боголюбов Н. О фазах межледниковой эпохи в Московской губ. Ежег. геол. минер. России, 9, 1907.

Богословский Н. А. К сравнительной характеристике коры выветривания Центральной России. Изв. Геол. ком., 1902.

Борзов А. А. Геоморфологические наблюдения в сопредельных частях Московской, Владимирской и Тверской губ. Землеведение, 3—4. М., 1923.

Варданьянц Л. А. О четвертичной истории Кавказа. Изв. Русск. геогр. общ., 2. 6. Л., 1933.

Виленский Д. Г. Засоленные почвы, их происхождение, состав и способы улучшения. Изд. «Новая деревня». М., 1924.
Герасимов И. П. Каспийское море в четвертичный период. Материалы по четвертичному периоду. Изд. ОНТИ НКТП СССР, 2. Л.—М., 1937.
Герасимов И. П. О генезисе и возрасте сыртовых глин Заволжья. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, Изд. Акад. Наук СССР, 4, 2, 1935.
Герасимов И. П. и Доскач А. Г. Геоморфологический очерк Сыртового Заволжья. Тр. Ком. по ирриг. Акад. Наук СССР. 7, 1936.
Глинка К. Д. Послетретичные образования и почвы Псковской, Новгородской и Смоленской губ. Ежег. геол. минер. России. 5, 4—5. М., 1902.
Грабовская О. А. и Роде А. А. Почвы Центральной части Валдайской возвышенности. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР. 10, 1, 1934.
Громов В. И. Проблема множественности оледенений. Проблемы советской геологии. 3, 7. М., 1933.
Громов В. И. Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на территории СССР. Матер. по четверт. периоду СССР. Изд. ОНТИ НКТП СССР. Л.—М., 1936.
Гроссет Г. О возрасте реликтовой флоры равнинной Европейской части СССР. Землеведение, 3, М., 1935.
Добрынин Б. Ф. Геоморфология Марийской Автономной Области. Землеведение, 2. М., 1933.
Доктуровский В. С. О межледниковых флорах. Бюлл. Ком. по изучению четвертичного периода. Изд. Акад. Наук СССР. 2, 1930.
Доктуровский В. С. О межледниковых флорах СССР. Почвоведение, 1—2, М., 1930.
Жирмунский А. М. К вопросу о границах оледенений на Русской равнине. Бюлл. Ком. по изучению четвертичн. периода. 1,Изд. Акад. Наук СССР, 1929.
Зекель Я. Д. О происхождении Беломорско-Кулойского уступа. Изв. Русск. геогр. общ., 66, 3, Л., 1934.
Зеров Д. К. Стратиграфия торфовиц Украины. Четвертичный период, 5. Изд. ВУАН. Киев, 1933.
Каваков М. П. К характеристике главнейших типов четвертичных отложений Европейской части СССР. Бюлл. Моск. общ. исп. прир. Отд. геол. 13, 3. М., 1935.
Каминский А. А. Климатические зоны Восточной Европы, 1924.
Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. Акад. Наук, 1, 1894.
Кассин Н. Г. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 107 (Вятка). Тр. Геол. ком., 158. Л., 1928.
Кобозев Н. Г. и Хабаков А. В. Происхождение северных увалов. Зап. Минер. общ., 60, 1. Л., 1931.
Ковда В. А. и Лебедев Н. Н. Каспийская равнина как объект ирригации. Тр. ком. по ирригации. Изд. Акад. Наук СССР. 1933.
Козменко А. Провальные, оползневые и эрозионные образования северо-восточн. части Новосильского у. Тульской губ. Землеведение, 3. М., 1909.
Коржинский С. И. Северная граница черноземно-степной восточной полосы Европейской России. Тр. Общ. ест. Каз. унив., 18, 5. Казань, 1888.
Коссович П. А. и Красюк А. А. Исследование почв земельных угодий Вологодского молочно-хозяйственного инст. 1914.
Кропоткин П. А. Исследование о ледниковом периоде. Зап. Русск. геогр. общ., 7, 1876.
Крокос В. И. Материалы для характеристики почвогрунтов Одесской и Николаевской губ. Изв. Обл. Упр. по оп. делу Одесской и Николаевской губ. Одесса, 1922.
Крокос В. И. Краткий очерк четвертичных отложений Украины. Бюлл. Моск. общ. исп. прир. Отд. геол., 3—4. М., 1926.
Крокос В. И. Матеріали до характеристики четвертинних покладів східної та південної України. Матер. подослідж. грунтів України. Харьків. 1, 3, 1926. и 5, 1927.
Кулик Н. А. О северном постплиоцене. Геол. вестн. 5, 1—3, Л., 1926.
Ласкарев В. Д. Два яруса лёсса в Подольской губ. Зап. Подольского общ. ест. 2, 1912.
Ласкарев В. Д. Геологические исследования в Юго-Западной России. Тр. Геол. ком., 77, 1914.
Ласкарев В. Д. О геоморфологическом разделении площади Европейской России. Геол. вестник 2, 1916.
Лисицын К. И. Материалы к изучению послетретичных отложений Донской области. Матер. по естеств. истор. обслед. района деятельности Доно-Кубано-Терского общ. с. х., 1. Новочеркасск, 1922.

Мазарович А. Н. Опыт схематического сопоставления неогеновых и послетретичных отложений Поволжья. Изв. Акад. Наук СССР, 9—11, 12—14. Л., 1927.
Мазарович А. Н. Основные черты истории развития рельефа Высокого Заволжья. Землеведение. 1—2, М., 1930.
Мазарович А. Н. Стратиграфия четвертичных отложений Среднего Поволжья. Тр. Ком. по изучению четвертичн. периода, IV, 2. Изд. Акад. Наук СССР. 1935.
Марков К. К. Ленточные глины и связанные с ними проблемы по исследованиям последних лет. Изв. Русск. геогр. общ. 11, 1. Л., 1927.
Марков К. К. Некоторые вопросы генезиса ледниковых ландшафтов. Природа, № 5. Изд. Акад. Наук СССР, 1931.
Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. ГГРУ, 117, Л., 1931.
Махов Г. Г. Почвы Донецкого кряжа. Почвоведение, 3—4, М., 1926.
Мирчинк Г. Ф. О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на площади Европейской части СССР. Изв. Акад. Наук СССР, 7, 2. Л., 1919.
Мирчинк Г. Ф. О количестве оледенений Русской равнины. Природа, 7—8, Л., 1928.
Мирчинк Г. Ф. Межледниковые отложения Европейской части СССР и их значение в четвертичной истории. Геол. вестник, 7, 1—3, Л., 1929.
Мирчинк Г. Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода. Бюлл. Ком. по изучению четвертичного периода, 2. Изд. Акад. Наук СССР, 1930.
Мирчинк Г. Ф. Результаты работ Волжской эксп. Акад. Наук СССР. Тр. Ком. по изучению четвертичного периода. Изд. Акад. Наук СССР, 1932.
Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. Матер. по четвертичному периоду СССР. Изд. ОНТИ-НКТП СССР, 1936.
Мирчинк Г. Ф. О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР. Матер. по четвертичному периоду СССР, Изд. ОНТИ-НКТП СССР, 1936.
Морозов С. С. Механический и химический состав некоторых лёссов Европейской части СССР и генетически им близких пород. Почвоведение, 2, М., 1932.
Набоких А. И. Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России. Матер. по исследованию почв и грунтов Херсонской губ., 6, 1915.
Неуструев С. С. и Бессонов А. И. Новоузенский уезд. Матер. для оценки земель Самарской губ., 3, 1909.
Никитин С. Н. Послетретичные отложения Германии в их отношении к соответственным образованиям России. Изв. Геол. Ком., 5, 1886.
Никитин П. А. Четвертичные флоры Н. Поволжья. Тр. Ком. по изучению четвертичного периода, 3, 1. Изд. Акад. Наук СССР, 1933.
Павлов А. П. Самарская Лука и Жигули. Тр. Геол. ком., 2, 5, 1887.
Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод. Землеведение, 4, 1898.
Павлов А. П. О туркестанском и европейском лёссе. Прот. Моск. общ. исп. прир., Землеведение, 1903.
Павлов А. П. О геологической истории Европейского континента. Отчет Моск. унив. за 1913 и 1914 гг.
Павлов А. П. Ледниковые и межледниковые эпохи Европы в связи с историей ископаемого человека. Изд. Акад. Наук СССР, 1922.
Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Ю. и В. Европы. Мемуары Геол. отд. Общ. люб. ест., антроп. и этногр., 5, М., 1925.
Православлев П. А. К легенде послетретичных образований. Геол. вестник, 5, 1—3, Л., 1926.
Православлев П. А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги. Изв. Центр. гидромет. бюро, 6, Л., 1926.
Православлев П. А. Тр. III Всесоюзного съезда геологов. Ташкент, 1931.
Ризниченко В. В. Район Каневских дислокаций в среднем Приднепровье. Путеводитель экскурсий II конференции А.И.Ч.О.Е. (Ассоциации для изуч. четвертичных отложений Европы). Геолразведиздат, Л.—М., 1933.
Роде А. А. Материалы к изучению почвенного покрова Лисинского учебного леспромхоза. 3, Л., 1931.
Роде А. А. О химическом составе механических фракций нескольких почв подзолистого и подзолисто-болотного типов. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, 8, 1933.
Розанов А. Н. Границы оледенений в Центральной области. Бюлл. ком. по изучению четвертичного периода, 1, Изд. Акад. Наук СССР, 1929.
Саваренский Ф. П. Гидрогеологический очерк Заволжья. Тр. ГГРУ, вып. 44, М.—Л., 1931.

Сакс В. Н. К вопросу о стратиграфии лёссовых отложений Белоруссии. Тр. ком. по изучению четвертичного периода. 4, 1, Изд. Акад. Наук СССР, 1934.
Семенов-Тяньшаньский В. П. Типы местностей Европейской России и Кавказа. Зап. Русск. географ. общ., 51, 1915.
Семихатов А. Н. Тектоника Саратовского уезда. Бюлл. Моск. общ. исп. природы. Отд. геол., IV, 1—2. М., 1926.
Соболев Д. Н. О стратиграфии четвертичных отложений Украины. Бюлл. ком. по изучению четвертичного периода, 2. Изд. Акад. Наук СССР, 1930.
Соболев С. С. Почвообразующие породы Украинской ССР. Почвоведение, 4, М., 1935.
Соколов Н. А. К истории Причерноморских степей с конца третичного периода. Почвоведение, 2—3, 1904.
Соколов Н. Н. О возрасте и эволюции почв в связи с возрастом материнских пород и рельефа. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, 6. Изд. Акад. Наук СССР, Л., 1932.
Соколов Н. Н. Рельеф Валдайской гряды. Природа, 6. Изд. Акад. Наук СССР, 1926.
Соколов Н. Н. О рельефе Костромского Поволжья. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, 3—4. Изд. Акад. Наук СССР, 1930.
Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк Черкесского округа. Тр. Сев.-Кавк. Ассоц. н.-иссл. инст. мат. и ест. при Сев.-кавк. гос. ун-те. 12. Ростов-на-Дону, 1930.
Соколов Н. Н. К вопросу о генезисе и эволюции ледниковых форм равнин. Проблемы физической географии. 1. Изд. Акад. Наук СССР, 1934.
Стефанов П. Н. К вопросу о минералогическом составе ленточных глин. Тр. Почвен. инст. Акад. Наук СССР. 3—4. Изд. Акад. Наук СССР, 1926.
Сукачев В. Н. К флоре послетретичных отложений с. Троицкого близ Москвы. Докл. Акад. Наук СССР, 1928.
Сукачев В. Н. Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена. Матер. по четвертичному периоду СССР. Изд. ОНТИ НКТП СССР, 1936.
Тилло А. А. Орография Европейской России на основании гипсометрической карты. Изв. Русск. Геогр. общ., 26, № 1, 1890.
Тутковский П. А. К вопросу о способе образования лёссов. Землеведение, 1—2, 1889.
Тутковский П. А. Орографический очерк центрального и южного Полесья. Землеведение, 1911.
Тюрин И. В. К вопросу о генезисе и классификации лесостепных и лесных почв. Учен. зап. Каз. унив., 3—4. Казань, 1930.
Флоров Н. Н. Материалы для характеристики лёсса и почвенного покрова Киевской лесостепи. Мат. по исследованию почв и грунтов. Киев. 1, 1916.
Чернышев Ф. Орографический очерк Тимана. Тр. Геол. ком., 12, в. 1, 1915.
Чирвинский В. Н. Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений Юго-Западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова. Записки Киевского общ. естествоисп. Киев, 1915.
Чирвинский В. Н. Геологический путеводитель по Киеву. Путеводитель экскурсий II четвертично-геологич. конференции. Л.—М., 1932.
Щукина Е. Н. Террасы р. Волги и их соотношение с ледниковыми отложениями Горьковского, Ивановского края. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., отдел. геол., 11. М., 1933.
Яковлев С. А. О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с ней территорий в масштабе 1 : 2 500 000. Тр. II Междунар. конф. ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, I, Л., 1932.
Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Изд. Научно-мелиорат. инст., Л., 1926.
Якубов Т. Ф. Пески Урдинского района Зап. Казахстана. Тр. почв. инст. Акад. Наук СССР. 11. Изд. Акад. Наук СССР, 1935.
Яунпутнин А. И. К вопросу об условиях отступания последнего ледникового покрова на северо-западе Русской равнины. Изв. Русск. геогр. общ., 66, 3, Л., 1934.
Flint R. The stagnation and dissipation of the lastice chect. Geogr. Review, 1929, April.
Woldstedt P. Das Eiszeitalter. 1929.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА

Е. М. ЛАВРЕНКО И А. В. ПРОЗОРОВСКИЙ

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР[1]

I. ВВЕДЕНИЕ

Основные черты в распределении растительного покрова Европейской части СССР зависят, с одной стороны, от изменения температуры с севера на юг, и с другой — от изменения количества осадков в направлении с северо-запада на юго-восток. Температура (как средняя годовая, так и вегетационного периода) возрастает с севера на юг; количество же осадков падает с севера-запада на юго-восток.

Проследим вкратце общий характер изменения растительности Европейской части СССР с севера на юг.

На крайнем севере Арктики отсутствуют не только деревья, но даже и кустарники. Под влиянием сильных и холодных арктических ветров растительность не образует сомкнутого покрова, встречаясь отдельными подушками и единичными экземплярами.

Южнее наблюдается уже сомкнутый растительный покров тундр, с господством кустарников, кустарничков, немногих многолетних трав, мхов и лишайников. Фитоценозы с бóльшим или меньшим участием деревьев приурочены лишь к защищенным от холодных ветров, хорошо прогреваемым местам.

Далее к югу древесные породы выходят на водоразделы, но не образуют еще сомкнутых насаждений. Это — своеобразные «редколесья» лесотундры. В растительном покрове этих редколесий преобладают, как и в тундрах, кустарники, кустарнички, многолетние травы, мхи и лишайники. Низкие, корявые, малоплодоносящие деревья разбросаны отдельными экземплярами и еще не играют в строении этих фитоценозов главной роли.

Двигаясь в том же южном направлении, переходим далее в пределы обширной полосы, в растительном покрове которой господствуют уже деревья, образующие настоящие лесные сомкнутые насаждения. В северной части этой лесной полосы в лесах господствуют вечнозеленые хвойные породы

[1] Разделы, посвященные растительности полярно-пустынной, тундровой, лесотундровой и лесной зон (кроме подзоны широколиственных лесов) написаны по материалам Ботанического института; разделы, посвященные подзоне широколиственных лесов, лесостепной и степной зонам, — Е. М. Лавренко; раздел, посвященный полупустынной и пустынной зонам, — А. В. Прозоровским.

(ель, сосна, пихта); в более же южной части — породы с опадающей на зиму листвой (дуб, липа, ясень, граб).

Еще южнее господство в растительном покрове переходит к степным фитоценозам, состоящим преимущественно из многолетних узколистных ксерофитных злаков. Сначала на водоразделах наравне со степями встречаются еще более или менее обширные массивы широколиственных лесов,— это так называемая лесостепь. Южнее простирается чистая степь, лишенная лесов на водоразделах.

Двигаясь в пределах степной полосы в юго-восточном направлении, мы переходим в новую полосу переходного характера — полупустынную, где преобладают фитоценозы, с господством ксерофитных полукустарничков, но со значительной примесью степных злаков. Здесь же в большем или меньшем количестве встречаются типичные степные фитоценозы и пустынные фитоценозы с безраздельным господством ксерофитных полукустарничков.

И, наконец, на крайнем юго-востоке Европейской части СССР мы вступаем в пределы пустыни, где преобладают фитоценозы последнего типа (с безраздельным господством полукустарничков).

Таким образом, растительный покров Европейской части СССР может быть разделен на следующие зоны: 1) полярнопустынную (сомкнутого растительного покрова нет), 2) тундровую (преобладание фитоценозов с господством кустарников, кустарничков, немногих многолетних трав, мхов и лишайников), 3) лесотундровую (на дренированных водоразделах господствует растительность с редко стоящими угнетенными деревьями),4) лесную (на дренированных пространствах господствуют леса), 5) лесостепную (на водоразделах совместно со степями встречаются более или менее обширные массивы широколиственных лесов), 6) степную (на водоразделах безраздельно господствуют степные фитоценозы с доминированием ксерофитных дерновинных злаков), 7) полупустынную (на водоразделах преобладают фитоценозы, с господством ксерофитных полукустарничков и со значительной примесью степных злаков, а также степные и пустынные группировки), 8) пустынную (господствуют фитоценозы с преобладанием полукустарничковых ксерофитов). Основных зон четыре: тундровая, лесная, степная, пустынная. Остальные носят переходный характер.

Этим растительным зонам соответствует господство следующих почв: в полярнопустынной зоне почвы отсутствуют; в тундре — слабо- и скрытоподзолистые (в южной части) и малоразвитые тундровые; в лесотундре — подзолистые; в лесной — подзолистые, на юге зоны (под широколиственными лесами) — лесные суглинки, отчасти деградированные черноземы; в лесостепи — выщелоченные мощные и тучные черноземы (под степями), а также (под широколиственными лесами) деградированные черноземы и лесные суглинки; в степной зоне — средние (обыкновенные) и южные черноземы, темнокаштановые почвы; в полупустыне — светлокаштановые и бурые почвы; в пустыне — бурые почвы и сероземы.

II. ПОЛЯРНОПУСТЫННАЯ ЗОНА

На самом Крайнем Севере СССР—на Земле Франца Иосифа, на северном острове и на северной части южного острова Новой Земли — сомкнутый растительный покров встречается лишь отдельными небольшими пятнами. На громадных же площадях растения встречаются отдельными экземплярами

и группами (арктическая пустыня) или поверхность занята почти лишенными высшей растительности каменными россыпями или же фирновыми полями и ледниками. В этой полярнопустынной зоне различаются, по Б. Н. Городкову (1935), две подзоны: 1) арктическая пустынно-ледниковая (большая часть северного острова Новой Земли, Земля Франца Иосифа), характеризующаяся большим распространением фирновых полей и ледников, и 2) подзона арктических пустынь (северная часть южного острова и южная часть северного острова Новой Земли), в которой ледники и фирновые поля отсутствуют или развиты слабо, а растительный покров (главным образом, полигональные тундры и арктические пустыни) развит несколько лучше.

III. ТУНДРОВАЯ ЗОНА

Обширная полоса на востоке и все суживающаяся полоса на западе северной части материка, а также часть арктических островов (бо́льшая часть южного острова Новой Земли, о. Вайгач, о. Колгуев и ряд мелких) заняты безлесными (или на юге лишь с небольшими участками леса по долинам и в других защищенных местах) пространствами тундровой зоны. Характерными для этой зоны являются формации тундровой растительности, которым свойственны безлесье, малоярусность (от одного до трех ярусов) растительности и господство мхов, лишайников, кустарничков и немногих многолетних трав; в южных частях зоны большую роль играют и кустарники.

В настоящее время можно считать установленным, что основной причиной безлесья тундр является неблагоприятный для древесной растительности водный баланс. Одни исследователи (Чильман) объясняют это нарушение водного баланса иссушением молодых побегов в зимнее и ранневесеннее время, когда почва мерзлая и испаряемая растением вода не может возмещаться. Другие исследователи (Вигг, Б. Н. Городков, 1935) относят губительное действие нарушения водного баланса на вегетационный период, когда испарение сильно, а поступление воды в растение не достаточно, вследствие обусловленной низкими температурами почв их физиологической сухости. Необходимо отметить, что бо́льшая часть тундровой зоны находится в области распространения вечной мерзлоты (лишь на Кольском полуострове вечная мерзлота, кроме болот, встречается, повидимому, очень редко).

1. Типы тундр

Древесная растительность заходила прежде в тундру значительно дальше современной границы, оставив следы как в торфяниках, так и в современном растительном покрове. К этому же времени относится и проникновение на север более южных типов болот.

Тундровые растительные формации отличаются большим разнообразием. В области тундры встречаются формации с господством мхов, лишайников, кустарничков и кустарников; при этом иногда господствует какая-либо одна из перечисленных групп, иногда две или даже три; наблюдается также в некоторых формациях значительная роль многолетних травянистых растений (фиг. 1).

Кустарниковая тундра: чаще всего представлена ассоциациями с господством карликовой березы (*Betula nana*), называемыми обычно ерниковыми. Нередко встречаются и ассоциации, в которых играют большую роль (даже согосподствуют с карликовой березой) ивы. На более сухих местах в нижних

ярусах преобладают лишайники (главным образом, виды *Cladonia*); в более умеренно увлажненных — мхи, совместно с кустарничками и некоторыми травами; на наиболее влажных — травы (в условиях проточного увлажнения), совместно с влаголюбивыми мхами, как сфагновыми, так и гипновыми. В условиях значительного торфонакопления, т. е. на болотах, в низших ярусах преобладают кустарнички, сфагновые мхи и мхи из рода *Dicranum*. Эти ассоциации относятся уже к растительности болот.



Фиг. 4. Заболоченная тундра на Терском берегу Кольского полуострова (фото К. М. Соловьева).

Среди кустарничковых тундр различаем формации: тундры вороничной (с господством *Empetrum nigrum*; особенно распространены по берегам моря на Кольском полуострове и по Зимнему берегу Белого моря), черничной (редко в южных частях), арктическо-кустарничковой (с *Loiseleuria procumbens*, *Salix reticulata*, *S. glauca*, *Betula nana*, *Arctous alpina* и др.). Обычно на ряду с кустарничками большую роль играют мхи или лишайники (мохово-арктическо-кустарничковая или лишайниково-арктическо-кустарничковая тундры). Если мхи преобладают над кустарничками, то мы имеем сухие, моховые тундры. Вороничные тундры преимущественно встречаются на песчаных и скалистых грунтах по берегу моря, моховые и мохово-арктическо-кустарничковые — на суглинистых и глинистых грунтах.

Лишайниковые тундры обычно занимают песчаные или скалистые грунты. В местах со значительным снегонакоплением в покрове господствуют виды кустистых *Cladonia* (главным образом *Cl. alpestris* и *Cl. mitis*), — это лишайниковые тундры. В местах более малоснежных преобладание переходит к *Cetraria nivalis* (цетрариевые тундры) и, наконец, в наиболее малоснежных или бесснежных местах преобладание переходит к *Alectoria ochroleuca* и *Thamnolia vermicularis*.

Эти алекториевые тундры встречаются в СССР преимущественно в северных подзонах и лишь очень редко — в южных. Из других растений наблюдается примесь к лишайникам мхов, встречаются кустарнички и травянистые растения.

На относительно богатых, хорошо дренированных и прогреваемых склонах в большом количестве часто встречаются многолетние травянистые растения (на ряду с которыми значительна роль кустарничков и мхов). Это дерновинная тундра; у нас она занимает лишь небольшие площади, обычно по склонам южной экспозиции. Между нею и тундровыми лугами существуют постепенные переходы.

На заболоченных местах встречаются ассоциации, в которых большую роль играют влаголюбивые мхи (гипновые и сфагновые), осоки, пушицы и некоторые другие растения. Это — заболоченные моховые тундры.

В северных частях тундровой зоны под влиянием снеговой коррозии повышения микрорельефа (с которых сдувается снеговой покров) обнажаются от растительности и почвенного слоя; здесь образуются голые пятна грунта среди растительного покрова; суглинистый грунт таких обнаженных пятен от дождей и талых вод расплывается, чем еще больше увеличиваются пятна обнаженного грунта. Так, по Б. Н. Городкову (1935), образуется пятнистая тундра. Образование пятен особенно распространено среди моховых и близких к ним тундр, так как их ассоциации свойственны суглинистым почвам.

Еще севернее, с возрастанием силы и суровости зимних ветров, увеличиваются растрескивание почвы и действие снеговой коррозии. В таких условиях большую часть поверхности занимает обнаженный грунт и лишь по трещинам, окаймляющим его участки, имеющие форму многоугольников, растут мхи, лишайники, немногие травы и (еще реже) кустарнички. Это — полигональная тундра.

Но в тундровой зоне встречаются, кроме тундрового, и иные типы растительности. В самых южных частях на хорошо дренированных и защищенных от ветров местах (главным образом по долинам рек) растут редколесья (группировки, промежуточные между тундровыми и лесными), встречаются крупно-кустарниковые группировки (главным образом из ив), луга (на речных аллювиях, по берегам морей и озер, на месте долго залеживающегося снега, иногда также по берегам ручейков), группировки водной растительности.

Болота на более сухих местах заняты ценозами, близкими, а иногда даже почти тождественными с ценозами некоторых тундровых формаций, занимающими места без значительного торфонакопления: лишайниковыми, кустарничковыми, кустарничково-моховыми. Но не меньшую, а обычно даже бóльшую роль на болотах играют фитоценозы с господством трав (главным образом осок) и влаголюбивых мхов (гидрофильно-моховой тип растительности); встречаются на болотах и участки без высшей растительности или лишь с отдельными экземплярами высших растений; здесь господствуют микроскопические водоросли (микрофитный тип растительности). Очень часто фитоценозы различных типов не занимают на болотах значительных сплошных площадей, но чередуются друг с другом, в зависимости от микрорельефа, образуя комплексы.

По характеру микрорельефа среди тундровых болотных комплексов различаем (по Б. Н. Городкову) крупнобугристые и плоскобугристые. Выделяемые Б. Н. Городковым мелкобугристые болота встречаются, повидимому, лишь к востоку от Урала. Все они характеризуются наличием мерзлых

бугров, но в различной степени резко очерченных и различной высоты. Крупнобугристые болота характеризуются буграми, достигающими до 8 м высоты (обычно до 4 м); бугры по вершинам заняты крайне угнетенной растительностью из немногих лишайников и мхов (главным образом *Dicranum*), склоны же их обычно заняты сфагновыми мхами и кустарничками. Понижения между буграми то узки («ерсеи») и заняты сфагновыми и гипновыми мхами с болотными травами, то, наоборот, на болоте встречаются лишь редко разбросанные бугры, растительность же пониженных мест может быть различна (микрофитный тип, сфагново-гипновые и сфагновые ассоциации, комплексы кустарничковых и лишайниковых ассоциаций с микрофитными, травяными и др., и т. д.). Крупнобугристые болота встречаются там, где на болотах еще нет сплошной вечной мерзлоты. Там, где вечная мерзлота на болотах становится уже сплошною, развиты плоскобугристые болота.

На плоскобугристых болотах бугры достигают 0.5—1.5 м высоты и имеют расплывчатые очертания. Их растительность близка к крупным буграм; в низинах — сфагново-гипновые ассоциации с осоками. На Кольском полуострове встречаются также комплексы «аапа». Здесь нет вечной мерзлоты, нет и бугров; болото покрыто то более или менее правильно ориентированными грядами, то неправильно разбросанными кочками, занятыми лишайниковыми, кустарничковыми и сфагновыми ассоциациями; понижения же заняты сфагновыми, сфагново-гипновыми, гипново-осоковыми и микрофитными ассоциациями. Большим распространением пользуются, особенно в северных частях тундровой зоны, гипново-осоковые ассоциации.

Местами болота в тундровой зоне занимают очень большие пространства. Редколесья же, крупнокустарниковые заросли и луга занимают, в общем, незначительные площади.

2. Основные черты географического распределения растительности тундровой зоны

В тундровой зоне различаются несколько подзон. В самых северных частях отсутствует вовсе кустарниковая растительность, господствуют или гипново-осоковые ассоциации или полигональные тундры, реже встречаются лишайниковые тундры. Это— подзона арктической тундры, [1] занимающая большую часть южного о. Новой Земли, о. Вайгач и прилегающую к Югорскому Шару часть материка.

Следующая подзона — лишайниково-моховых тундр — характеризуется господством на влажных местообитаниях осоково-гипновых болот и заболоченных тундр, на сухих — мохово-лишайниковых, нередко пятнистых кустарничково-моховых и лишайниковых ассоциаций. Кустарники, главным образом ивы, встречаются лишь на склонах со значительным накоплением снега. К этой подзоне относятся большие пространства севера Большеземельской тундры, крайний север Малоземельской, о. Колгуев. Некоторые черты этой подзоны мы находим и в прибрежной полосе Кольского п-ова.

Подзона кустарниковых тундр характеризуется большим распространением кустарниковых ассоциаций (из ив и карликовой березы) не только по склонам, но и на междуречных пространствах (или, во всяком случае, большой ролью кустарников в моховых и лишайниковых тундрах). Древесной

[1] Нами принято деление тундровой зоны на подзоны, предложенное Б. Н. Городковым (за исключением южной части).

растительности нет. Значительно распространение болот — гипново-осоковых и комплексных плоскобугристых. Местами (на песках и скелетных почвах) значительно распространены лишайниковые ассоциации. Эта подзона занимает средние части Большеземельской и большую часть Малоземельской тундры и север Канина п-ова; на Кольском п-ове подзона выклинивается и едва выражена в восточной части.

В подзоне южной тундры (по Л. С. Бергу, 1931; по Б. Н. Городкову, 1935, — подзона северной лесотундры) преобладают большей частью также кустарниковые ассоциации; в равнинных условиях, при этом, кустарники лучше развиты, чем в предыдущей подзоне. Характерно наличие древесной растительности — криволесий и редколесий (главным образом из березы и ели, реже сосны, на востоке также лиственницы) в долинах рек и других защищенных местах и отдельных угнетенных деревьев среди тундровых ассоциаций. Болота — главным образом гипново- и сфагново-осоковые и комплексные (плоскобугристые к востоку от Белого моря, крупнобугристые и «аапа» — на Кольском п-ове; на последнем встречаются нередко и олиготрофные некомплексные болота).

Эта подзона занимает северную прибрежную часть Кольского п-ова (более широкую на востоке), болотистые средние части Канина п-ова и южные части Малоземельской и Большеземельской тундр.

Наиболее хорошо выражены эти зональные закономерности в более или менее равнинных восточных частях; в Большеземельской тундре постепенно сменяют друг друга все перечисленные подзоны, в Малоземельской тундре уже нет подзоны арктических тундр; зональность на Канином по-ве менее ясна, вследствие почти сплошной болотистости его средних частей и приморского положения крайнего севера. Наименее выражена широтная зональность на Кольском п-ове, вследствие приморского положения его тундровых частей и широко распространенных явлений вертикальной зональности. Здесь выклинивается подзона кустарниковых тундр, а растительность узкой прибрежной полосы, сменяющей внутренние части, занятые подзоной южной тундры, носит черты мохово-лишайниковой подзоны в местах, лежащих вне речных и озерных долин; зато по долинам здесь мы встречаем нередко березняки. Таким образом, тут подзона южной тундры непосредственно переходит в подзону мохово-лишайниковой тундры. Тундровые части Кольского п-ова отличаются от лежащих к востоку от Белого моря также господством лишайниковых ассоциаций (во внутренних частях) и распространением крупнобугристых болот в подзоне южной тундры (к востоку в этой подзоне распространены плоскобугристые болота), что обусловлено слабым развитием на Кольском п-ове вечной мерзлоты.

На Кольском п-ове явления вертикальной зональности выражены настолько, что в пределах и лесотундры и лесной зоны на горах встречаются участки (местами значительные) горных тундр. Здесь, в общем, последовательность смены растительности в вертикальном направлении та же, что и в широтном (хотя встречаются и нарушения — инверсии растительности). Нижние части гор заняты лесами, за ними следует обычно очень узкая полоса лесотундровых криволесий, еще выше — ерниковый пояс, далее — лишайниковые, мохово-кустарничковые и дерновинные ассоциации и, наконец, самые высокие части гор (Хибины, Ловозерские тундры, Монче- и Чуна-тундры) заняты каменистыми россыпями без сомкнутой растительности. Здесь преобладают накипные лишайники (аналог арктических пустынь).

Менее хорошо выражена вертикальная зональность и к востоку от Белого моря (Пай на Канинском п-ове, Тиманские горы).

IV. ЛЕСОТУНДРОВАЯ ЗОНА

К югу от тундровой зоны расположена промежуточная между ней и лесной зоной лесотундровая. Она относится многими авторами еще к тундровой, например В. Н. Сукачевым, который ее называет «северной южной лесотундрой». Некоторые авторы относят лесотундровую зону к лесной. Она харак-



Фиг. 2. Лишайниковый лесотундровый березняк на Кольском полуострове (фото К. И. Сотниковой).

теризуется распространением на дренированных водоразделах особых ассоциаций (вопрос, может быть, следует П. А. Мигаеву, их следует считать комплексами ассоциаций) — лесотундровых редколесий, — в которых древесный ярус хотя и всегда развит, но не оказывает большого влияния на остальную растительность, за исключением расположенной около деревьев. Древесный ярус редколесий образован, главным образом, березой и елью, местами со значительным участием сосны; на востоке встречаются и лиственничные редколесья.

На наиболее сухих и вместе с тем бедных (песчаных) почвах растут лишайниковые редколесья со сплошным (обычно за исключением прилегающих к деревьям участков) лишайниковым покровом (главным образом из *Cladonia alpestris*, реже *Cl. mitis*, и др.), с кустарничками и небольшим количеством трав; особенно такие редколесья (березовые и елово-березовые) распространены в восточных частях Кольского п-ова (фиг. 2).

Несколько более влажные и богатые (песчаные, супесчаные и суглинистые) почвы заняты зеленомошными редколесьями с напочвенным покровом из зеленых лесных мхов, почти всегда с более или менее значительной примесью лишайников; здесь хорошо развит покров из кустарничков (главным образом черники и вороники, кроме того голубики, карликовой березки,

багульника, брусники); в некоторых зеленомошных редколесьях довольно значительна роль и трав.

Наиболее богатые (главным образом суглинистые) почвы, большей частью по склонам, заняты ассоциациями с хорошо развитым разнообразным травяным покровом (лесная герань, золотая розга, шведский дерн, некоторые злаки и др.), а по долинам речек и ручьев — более влаголюбивыми видами (папоротники, таволга, вейник). В этих ассоциациях древесный ярус более сомкнут (хотя и угнетенного роста); здесь уже следует говорить не о редколесьях, а о криволесьях.

Встречаются и заболоченные редколесья с моховым покровом из кукушкина льна и сфагнов, с кустарничковой растительностью, главным образом, из карликовой березки и багульника.

В речных долинах встречаются в лесотундре и настоящие леса (березовые, еловые, сосновые), но они не занимают больших площадей.

В местах, особенно подверженных действию ветра или же, наоборот, с очень долго лежащим снегом, встречаются лишайниковые и кустарниковые (карликовая березка, ивы) тундровые ассоциации.

Болота в равнинных условиях в зоне лесотундры занимают громадные площади. Здесь уже большую роль играют ассоциации олиготрофной растительности, часто встречающиеся как в комплексах с другими, так и сплошными участками.

В Европейской части Союза в лесотундре широко распространены крупнобугристые комплексы (на Кольском п-ове также комплексы «аапа»).

Зона лесотундры тянется сплошной полосой в Европейской части Союза, но существенно меняет свой характер в различных ее частях. На Кольском п-ове в редколесьях преобладает береза, встречаются также ель и, главным образом, на западе, сосна; к востоку от Белого моря господство переходит к ели, хотя березы тоже много (и иногда она преобладает), а к востоку от Печоры большую роль начинает играть и сибирская лиственница.

В пределах лесотундровой и тундровой зон хозяйство носит скотоводческий характер (оленеводство).

V. ЛЕСНАЯ ЗОНА

Как уже указывалось в начале очерка, в южной части лесной зоны леса образованы преимущественно широколиственными породами: на западе главным образом дубом, местами вместе с грабом или ясенем, на востоке дубом или липой. Это — подзона широколиственных лесов.

Севернее в лесах господствуют или широколиственные породы (дуб по преимуществу или хвойные (главным образом ель), или же дуб и ель разделяют господство, но и в хвойных лесах здесь обычно значительно участие широколиственных пород. Это — хвойно-широколиственная подзона.

Еще севернее хвойные (главным образом ель) уже господствуют. Эта часть лесной зоны называется тайгой. В пределах ее выделяются 4 подзоны.

Подзона южной тайги. В еловых лесах нередка примесь широколиственных пород (главным образом клена и липы).

Подзона средней тайги. Широколиственные породы или отсутствуют или очень редки (главным образом липа).

Подзона северной тайги. Широколиственных пород нет. Леса значительно реже и ниже, чем в подзоне средней тайги; в травяно-

кустарничковом покрове лесов с наземным покровом из лишайников или из лесных блестящих мхов («зеленомошников», см. ниже) заметное участие принимают виды, южнее встречающиеся только (или преимущественно) на болотах и в сильно заболоченных лесах, как то: вороника (*Empetrum nigrum*), голубика (*Vaccinium uliginosum*), багульник (*Ledum palustre*), карликовая березка (*Betula nana*).

Подзона редкостойной тайги. Древесный ярус еще более редок, почему леса сильно осветлены, что способствует большому распространению и в ненарушенных человеком лесах березы. Роль указанных выше кустарничков усиливается; нередко в травяно-кустарничковом и мохово-лишайниковом покровах встречаются арктические виды, усиливается роль лишайников. Эта подзона очень постепенно переходит в лесотундровую зону.

1. Леса

Во всех подзонах, помимо преобладающих еловых лесов, местами большое распространение имеют сосновые леса, а на месте вырубленных или горелых лесов — также березовые, а в средней и южных подзонах местами осиновые и сероольховые. В южных подзонах (от южно-таежной до широколиственной) на болотистых местах с богатыми почвами обычны черноольшанники.

Состав древесных пород с запада на восток также меняется. Лишь на крайнем юго-западе встречается бук, только западным лесам свойственен граб; ясень идет значительно восточнее, но на крайнем востоке отсутствует. Сибирская лиственница не идет западнее Онежского озера, пихта — западнее междуречья Онеги и Северной Двины, а сибирский кедр свойственен Приуралью, лишь изредка встречаясь к западу от бассейна Печоры.

Такое широтное и меридиональное распределение лесообразующих пород есть результат не только современных климатических условий, но и истории растительности. Большая часть зоны была занята ледником, к югу и востоку от которого располагались леса (за узкой безлесной полосой, во многих, по крайней мере, местах имевшей много общих черт с современной тундровой). После отступания последнего ледника эти леса стали занимать освободившуюся территорию, причем с юга и запада двигались широколиственные породы и европейские хвойные, с востока — сибирские хвойные. Притом, в связи с колебаниями климата, различные древесные породы занимали господствующее положение, а ареалы их подвергались сильным изменениям. Так, в теплый и влажный атлантический период широколиственные породы были распространены значительно севернее, чем теперь; после же они опять отступили, оставив немало островных (реликтовых) местонахождений (реликтовый характер, например, носят все или почти все местонахождения широколиственных пород в подзоне средней тайги).

В зависимости от почвенных условий, в пределах одной и той же подзоны меняется в лесах состав подлеска, травяно-кустарничкового и мохово-лишайникового покровов; состав древесного яруса изменяется в меньшей степени и не всегда.

Наиболее сухие и бедные песчаные подзолистые почвы (на севере также скелетные) занимают леса с хорошо развитым покровом из ягелей (главным образом *Cladonia alpestris*, *Cl. mitis*, *Cl. rangiferina*), лишь с небольшой примесью зеленых мхов и с обычно редкой травяно-кустарничковой расти-

мелкостью (вереск, брусника, толокнянка, овечья овсяница и др.). Подлеска здесь нет или он развит очень слабо (главным образом можжевельник) (фиг. 3).

Древесный ярус — из сосны, на севере в подзоне редкостойной тайги — местами елово-сосновый, березовый или лиственничный. Это — леса-беломошники.



Фиг. 3. Лишайниковый сосновый бор (фото Почв. инст. Акад. Наук СССР).

Почвы среднего увлажнения различного механического состава и разной степени подзолистости (от подзолов до слабоподзолистых) заняты лесами с покровом из лесных «блестящих» мхов (главным образом *Pleurozium Schreberi*, *Hylocomium proliferum*, *Rhytidiadelphus triquetrus*). При этом на более бедных почвах преобладают первые два вида мхов. Травяно-кустарничковый покров состоит из злаковых кустарничков: на более сухих почвах, главным образом, из брусники (брусничник), на более влажных — из черники (черничник; в подзонах северной и редкостойной тайги с большим участием воронихи), реже (на севере) из голубики. На более богатых почвах (преимущественно слабо и скрыто подзолистых) в моховом покрове преобладает *Rhytidiadelphus triquetrus*, а в травяно-кустарничковом — обычно мелкие травы, особенно часто кислица (*Oxalis acetosella*).

Во всей этой группе лесов-беломошников подлесок обычно развит слабо; древостой состоит в пониженных таежных фитоценозах из ели, реже сосны, лиственницы (на востоке).

Под влиянием вырубок и пожаров на месте этих неизмененных фитоценозов образуются «временные» типы лесов из сосны (главным образом на месте ельников черничников и брусничников), березы (очень часто; редко лишь на месте брусничников), осины (на месте кисличников и близких к ним типов), серой ольхи (обычно, повидимому, на местах, бывших под пахотой). После пожаров на месте брусничников (так же, как и лесов-беломошников) часто образуются вересковые сосновые боры. Лишь после долгого промежутка времени (если воздействие на них в форме рубок и пожаров прекращается) восстанавливаются на месте этих «временных» типов исходные или близкие к ним. Очень часто на больших территориях эти «временные» типы встречаются чаще, чем исходные.

При более сильном увлажнении застойного характера, на кислых почвах с торфянистым слоем, на торфянисто-подзолистых, торфянисто-подзолисто-глеевых, торфяно-подзолисто-глеевых почвах разного механического состава, в моховом покрове зеленые лесные мхи уступают место другим, более влаголюбивым. Сначала разрастается кукушкин лен (*Polytrichum commune*), к которому начинают обычно сразу же примешиваться и сфагновые мхи; в травяно-кустарничковом покрове обычно преобладают черника, брусника, голубика, некоторые осоки (особенно *Carex globularis*); подлесок и здесь развит слабо. Эти леса-долгомошники чаще всего бывают еловыми или сосновыми, реже березовыми.

При еще большем накоплении торфа (сфагны начинают преобладать) появляются и вскоре вытесняют чернику и бруснику болотные кустарнички (багульник, кассандра, андромеда, на севере карликовая береза), пушица (*Eriophorum vaginatum*), морошка. Древесный ярус становится редким и низким; состоит он чаще всего из сосны, но также из ели и березы. Это — леса-сфагновики. Дальнейшее увеличение влажности и торфонакопления приводит к еще большему угнетению или полному исчезновению деревьев, и в жизни фитоценозов наибольшую роль начинают играть сфагновые мхи: лес сменяется гидрофильно-моховым типом растительности болот.

Если избыточная влажность носит проточный характер, лучше аэрация, материнские породы более богаты или имеет место аллювиальное или делювиальное обогащение почв (при их слабо кислой или нейтральной реакции), то развиваются влажные травянистые леса (фиг. 4). Они характеризуются хорошо развитым травяным покровом из вейников (*Calamagrostis Langsdorfii*, *C. elata*, *C. lanceolata*), таволги (*Filipendula ulmaria*), различных папоротников, чемерицы (*Veratrum Lobelianum*), осок и др.; обычно хорошо развит подлесок из красной и черной смородин, жимолостей, некоторых ив. Моховой покров развит в различной степени и очень разнообразен: на кочках (в этих ассоциациях микрорельеф почти всегда кочковатый) из лесных зеленых мхов, по их краям и между кочками из видов с *Mnium*, *Sphagnum*, *Rhodobryum* и др. Древесный ярус состоит из ели (на севере часто и березы), с примесью осины, березы, черной ольхи (кроме северных и восточных районов), козьей ивы (*Salix caprea*), а в южных частях также липы, клена, ильма, ясеня. Почва под этими лесами — с более или менее мощным слоем сильно разложившегося лесного торфа, лежащего прямо на глеевом или, иногда, на подзолистом горизонте.

Механический состав: глина, суглинки, супеси, обогащенные мелкоземом пески.

При еще более сильной влажности, когда вода значительную часть вегетационного периода стоит на поверхности между кочками, ель и другие древесные породы начинают чахнуть. Господство переходит к черной ольхе, в примеси к которой еще встречаются береза и лесина. Беднеет подлесок и травяной покров, появляются часто в большом количестве болотные гипновые мхи (*Drepanocladus*, *Calliergon*) и многие болотные травянистые рас-



Фиг. 5. Влажный травянистый еловый лес (фото Почв. инст. Акад. Наук СССР).

тения — белокрыльник (*Calla palustris*), вахта, сабельник, некоторые болотные осоки, тростник, топяной хвощ, папоротник (*Dryopteris thelypteris*). Это — т о п я н ы е л е с а, почти всегда черноольшанники.

Между травянистыми и топяными лесами, с одной стороны, и лесами-сфагновниками, с другой — часто встречаются переходы, характеризующиеся более угнетенным древостоем, слабо развитым подлеском и более бедным травяным покровом и господством в моховом покрове сфагнов (сфагново-хвощевые, сфагново-вахтовые, сфагново-осоковые и другие ассоциации, главным образом, еловых лесов).

Почвы, более богатые, чем под железномошниками, и только умеренно увлажненные или даже суховатые, слабо- и скрыто-подзолистые, или рендзины, и лесные суглинки занимают леса сложные (называемые так вследствие многоярусности, — в них в типичных случаях развит второй древесный ярус

и хорошо развит подлесок). По своему составу это грабово-дубовые, дубовые и липовые леса в подзоне широколиственных и, местами, хвойно-широколиственных лесов, елово-дубовые в подзоне хвойно-широколиственных лесов, еловые и пихтово-еловые (на востоке) в этой же и более северных подзонах.

В примеси встречаются сосна, береза, осина, клен, вяз, ильм и некоторые другие. В хорошо развитом подлеске встречаются бересклеты — бородавчатый (в южных подзонах) и европейский (на юго-западе), жимолость (*Lonicera xylosteum*), лещина, глухая и красная смородины и др. Травяной покров хорошо развит; состоит из ландыша, медуницы (*Pulmonaria officinalis*), копытня (*Asarum europaeum*), голубой, белой и желтой перелесок (*Anemone hepatica, nemorosa, ranunculoides*), фиалки чудесной (*Viola mirabilis*), перловника (*Melica nutans*), бора (*Milium effusum*) и многих других, причем разнообразие его сильно возрастает к югу. Моховой покров развит слабо; обычно встречается *Rhytidiadelphus triquetrus*.

На юге лесной зоны в сложных лесах преобладают широколиственные породы, севернее к ним примешивается ель, которая, начиная с подзоны хвойно-широколиственных лесов, постепенно начинает господствовать, а дуб постепенно исчезает; вслед за ним исчезает лещина, далее — клен, вяз, ильм и, наконец, липа; и до севера лесной зоны сложные леса доходят лишь небольшими участками, имеющими общие черты со сложными лесами юга лишь в некоторых чертах своего травяного покрова. Эти леса в наибольшей степени подвергались уничтожению, так как занимают лучшие для земледелия почвы, и во многих районах, где они были широко распространены в доагрикультурное время, теперь от них остались лишь жалкие остатки. Очень часто встречаются переходы между сложными лесами и влажными травянистыми, а также зеленомошниками (каковы, например, липовые ельники — с липой во втором ярусе или подлеске, но с хорошо развитым моховым покровом, главным образом из *Rhytidiadelphus triquetrus*).

Избыточно увлажненные лишь сравнительно короткое время пойменные леса носят по своему травяному покрову промежуточный характер между сложными и влажными травянистыми лесами при хорошем увлажнении (таковы, большей частью, обширные еловые и елово-пихтовые леса в районе р. Печоры); при более слабом увлажнении приближаются к сложным, но имеют обедненные подлесок и травяной покров или, реже, в очень слабо заливаемых участках поймы в них развивается моховой покров из лесных мхов, и тогда они должны быть отнесены к группе зеленомошников.

2. Растительность болот[1]

При дальнейшем увеличении влажности и торфонакопления в лесах-сфагновиках корни растений теряют связь с минеральной почвой и всецело размещаются в слое торфа (т. е. образуется болото); обычно при этом сильно угнетается и изреживается древесный ярус, изменяется состав сфагновых мхов, а в травяно-кустарничковом ярусе господствуют болотные растения. Жизнь фитоценоза, в основном, начинают определять влаголюбивые сфаг-

[1] Следует заметить, что растительность болот в фитоценологическом смысле не представляет собой единого типа растительности, а совокупность фитоценозов, относящихся к разным типам растительности.

Леса, луга, степи, пустыни и т. д., как они понимаются далее, представляют собой более выдержанные в фитоценологическом смысле понятия (это — отдельные типы растительности).

новые мхи. Пожары и рубки ускоряют процесс образования болот на месте лесов.

При увеличении влажности и торфонакопления в топяных и влажных травянистых лесах также происходит изреживание или даже исчезновение древесного яруса; при этом, если продолжается нанос минеральных частиц, то обычно образуются травяные фитоценозы (с очень слабым развитием или отсутствием мохового покрова), если же наноса минеральных частиц нет, то обычно разрастаются мхи — гипновые или, реже, сфагновые, представленные видами, свойственными условиям богатого минерального питания (эутрофными); хорошо развивается также травяной покров — чаще всего из осок, также из хвоща, тростника и др. В случае образования болот в местах выхода ключей этот процесс может происходить очень быстро. На ряду с образованием болот на месте лесов или лугов (см. ниже), в результате постепенного нарастания торфяного слоя, болота образуются также в широких размерах путем заболачивания водоемов. Это заболачивание происходит или (чаще) путем постепенного зарастания водоема водной растительностью и заторфовывания его отлагаемым этой растительностью торфом, или же (реже) путем нарастания на него сверху сплавин из мхов и травянистых растений. В некоторых местах (например Карелия) широкое распространение имел процесс быстрого обмеления водоемов в результате понижения базиса эрозии, вследствие чего водоемы превратились в очень мелкие водотоки, быстро заросшие болотными растениями (главным образом осоками).

Образовавшиеся различными путями болота в дальнейшем, если есть условия для значительного нарастания торфа (чего не бывает в случае постоянного намыва минеральных частиц или увеличения дренажа торфяника), постепенно становятся в условия худшего минерального питания. Это объясняется тем, что образовавшийся мощный торфяной слой обусловливает обеднение минерального питания как вследствие обеднения грунтовых вод, так и увеличения роли питания атмосферными водами. В растительном покрове господство переходит к сфагновым мхам, мирящимся с минимальным минеральным питанием (олиготрофным видом). В соответствии с этим меняется и вся остальная растительность; в результате с возрастом болота в значительной мере сглаживаются различия в растительном покрове, часто очень большие на первых стадиях развития болот.

В условиях богатого минерального питания, со значительным участием в составе торфа минеральных частиц, растительность болот представлена травяными (тростниковыми, хвощевыми, осоковыми и др.), кустарниковыми (обычно с господством некоторых видов ив) и лесными (черноольховыми, еловыми, березовыми) ассоциациями. Если нет наноса минеральных частиц, то господство переходит к влаголюбивым мхам (гидрофильно-моховой тип растительности). При этом в условиях богатого питания господствуют гипновые мхи (*Drepanocladus*, *Calliergon*, *Camptothecium*, *Meesea*, *Paludella* и др.), иногда также эутрофные виды сфагнов; обычно при этом более или менее хорошо развит травяной покров (из осок, хвоща, вахты и др.), нередко встречаются кустарники (ивы, низкая березка — *Betula humilis*, пушистая береза), а иногда и деревья (чаще всего пушистая береза и черная ольха). Это — эутрофно-моховая формация. При обеднении минерального питания гипновые и эутрофные сфагновые мхи вытесняются видами сфагнов, свойственными средним (для болот) условиям питания (*Sphagnum recurvum*, *obtusum*, на севере — *papillosum*); при этом травяной покров беднеет, в нем пре-

обладают преимущественно осоки (*Carex inflata*, *C. lasiocarpa*, *C. limosa*) и некоторые другие, помимо которых вересковые кустарнички; из кустарников и деревьев иногда остаются ивы и береза, часто появляется сосна. Это — мезотрофно-сфагновая формация.

В условиях минимального минерального питания мезотрофные виды сфагнов вырождаются олиготрофными; на более влажных местах — *Sphagnum balticum*, еще более влажных — *S. medium*, *S. parvifolium* и на наиболее умеренно увлажненных — *S. fuscum*. Из травянистых растений остаются лишь очень



Фиг. 5. Олиготрофное сфагновое болото (фото Почв. инст. Акад. Наук СССР).

немногие виды (пушица — *Eriophorum vaginatum*, осока — *Carex paucifl ora*, морошка и немногие другие); в травяно-кустарничковом покрове большую и, за исключением более влажных мест, господствующую роль играют вересковые кустарнички (клюквенник, багульник, андромеда), на севере также: ерошка (*Empetrum nigrum*) и карликовая береза (*Betula nana*). Из деревьев встречается за редкими исключениями, только сосна (часто в большом количестве). Это — олиготрофно-сфагновая формация (фиг. 5).

На наиболее сильно увлажненных местах, с водой на поверхности, большую часть вегетационного периода господствуют другие виды сфагнов: *Sphagnum cuspidatum*, *S. Dusenii*, *S. Lindbergii* (на севере); эти виды не являются только олиготрофными, так как встречаются и в чрезмерно увлажненных местах в мезотрофных и даже эутрофных условиях, но в олиготрофных условиях мы их находим наиболее часто. Аналогично этим мхам в этом отношении ведут себя и встречающиеся вместе с ними травянистые растения—шейхцерия, топяная осока (*Carex limosa*), рипхоспора, на севере — дернистый трихофорум (*Trichophorum caespitosum*). Это гипергидрофильно-эвритрофно-сфагновая формация.

Если в таких чрезмерно увлажненных местах («мочажинах») сфагновый покров, в результате жизнедеятельности водорослей, а может быть также выделения здесь из торфяника вредных газов (главным образом, метана), не может развиваться, то господство в растительности переходит к водорослям (синезеленым, десмидиевым, иногда диатомовым), причем часто в большом количестве встречаются печеночные мхи из семейства *Jungermanniaceae*. Травяная растительность в этом (микрофитном) типе растительности или отсутствует или представлена редкими экземплярами немногих видов (дернистый трихофорум, ринхоспора и немногие другие).

На севере, там, где комбинация режимов температуры и влажности становится неблагоприятной для сфагновых мхов, они вытесняются растениями, лучше приспособленными к жизни в условиях физиологической сухости, имеющей здесь место вследствие долгого промерзания и низкой температуры в течение вегетационного периода, — лишайниками, психрофильными мхами (*Dicranum*) и кустарничками (багульник, карликовая березка, вороника и некоторые другие). Появляются ассоциации лишайникового, кустарничкового и психрофильно-мохового типов растительности; все они, за исключением лишайниковых, встречающихся и южнее, встречаются только на крайнем севере лесной зоны.

Ценозы различных ассоциаций растительности болот очень часто образуют друг с другом комплексы соответственно расчленению микрорельефа. При этом комплексироваться могут как близкие между собой ассоциации, так и принадлежащие к разным формациям и даже разным типам растительности, причем иногда повышения микрорельефа заняты ассоциациями, свойственными условиям значительно более бедного питания, чем в понижениях. Из широко распространенных комплексов укажем на следующие: гипергидрофильно-эвритрофно-сфагновые в мочажинах и олиготрофно-сфагновые ассоциации на грядах (олиготрофный грядово-мочажинный комплекс); эутрофно-моховые в мочажинах и мезотрофно-сфагновые на кочках или грядах (эутрофно-мезотрофные комплексы); микрофитные и эутрофно-моховые в мочажинах и олиготрофно-сфагновые или лишайниковые на грядах (аапа-комплексы); микрофитные и эвритрофно-гипергидрофильно-сфагновые в мочажинах, олиготрофно-сфагновые и лишайниковые на грядах или кочках (регрессивные комплексы) и т. д.

Сравнительно редко целые болота (болотные массивы) бывают заняты одной только ассоциацией или одним комплексом ассоциаций. Обычно же на болоте встречается ряд ассоциаций и их комплексов, причем в их составе и распределении замечаются географически обусловленные закономерности, почему можно выделить ряд типов болотных массивов.

На крайнем севере лесной зоны на востоке встречаются на болотах крупные бугры (бугристые типы). На востоке и в центре Кольского п-ова обычны массивы более или менее компактной формы с комплексами «аапа», лишенными древесной растительности, с большим распространением кустарничковых ассоциаций (лапландский аапа-тип); на юго-западе того же п-ова и в Северной Карелии — массивы, образующие сеть узких болот, между которыми лежат вытянутые в том же направлении сельги, занятые лесом, с аапа-комплексами (обычно облесенными сосной) в центральных частях и с каймой эутрофно-моховых (безкольцевой карельский аапа-тип) или олиготрофно-сфагновых (кольцевой карельский аапа-тип) ассоциаций. Там же распространены близкие типы, в которых нет аапа-комплексов, а лишь эутрофно-

мезотрофные комплексы (карельские эутрофно-мезотрофные кольцевой и бескольцевой типы); южнее эти типы сменяются иными, в которых аапа-комплексы отсутствуют, олиготрофная кайма («кольцо») выражена слабо или ее нет, а вдоль длинной оси болота чередуются олиготрофно-сфагновые ассоциации, олиготрофные грядово-мочажинные комплексы, мезотрофно-сфагновые, эутрофно-моховые и лесные ассоциации (среднекарельский тип). В Припечорье встречаются также массивы, обычно более или менее компактной формы, с аапа-комплексами, отличающимися от лапландских и карельских по своей растительности (печорский аапа-тип).

На террасах Беломорского побережья в Карелии и Архангельской области встречаются огромные массивы с господством безлесных или слабооблесенных олиготрофно-сфагновых и лишайниковых ассоциаций на кочках и микрофитных (с дернистым трихофорумом) и эвритрофно-гипергидрофильно-сфагновых ассоциаций в мочажинах; эутрофно-моховые и мезотрофно-сфагновые ассоциации занимают очень малые площади и встречаются, главным образом, вдоль речек и ручьев (поморский тип). Русско-прибалтийский тип имеет некоторые общие черты с этим типом (слабая облесенность центральных частей, развитие регрессивных комплексов с лишайниками), но отличается от него меньшими размерами, бóльшей облесенностью и бóльшим распространением эутрофно-моховых и мезотрофно-сфагновых ассоциаций, а также некоторыми другими чертами. Этот тип болотных массивов встречается на террасах побережья Финского залива.

В средних частях (а на востоке и в северных) лесной зоны очень широко распространен русский тип, характеризующийся в центре развитием олиготрофных грядово-мочажинных комплексов (иногда тоже регрессивных), к которым по направлению к периферии примыкают облесенные сосной олиготрофно-сфагновые ассоциации, а самая окраина занята то более, то менее широкой каймой эутрофно-моховых, мезотрофно-сфагновых и лесных ассоциаций. На юге лесной зоны (а на небольших массивах и к северу) распространены массивы, в центре занятые сильно облесенными олиготрофно-сфагновыми ассоциациями, окаймленными эутрофно-моховыми, мезотрофно-сфагновыми и лесными (облесенный тип).

На плоских междуречьях Полесья господствуют травяные, лесные, кустарниковые и эутрофно-моховые ассоциации, лишь с отдельными участками мезотрофно- и олиготрофно-сфагновых ассоциаций (полесский тип).

Типы болотных массивов еще мало изучены и приведенными далеко не исчерпывается все их разнообразие.

3. Луга

Большая часть лугов[1] лесной зоны образовалась в результате деятельности человека, расчищающего под них леса; на ряду с этим часто имело место образование лугов на месте заброшенных пашен (т. е. также в результате расчисток лесов). Существование этих «естественных» лугов поддерживается сенокошением, после прекращения которого луга, там, где условия для заселения их лесом благоприятны, довольно быстро покрываются кустарни-

[1] Луга мы понимаем здесь, следуя А. П. Шенникову (Принципы ботанической классификации лугов, Советская ботаника, № 5, 1935), как ценозы многолетних травянистых мезофитов, но несколько уже, чем А. П. Шенников, так как не включаем сюда бóльшую часть травянистых ассоциаций растительности болот (относя большинство болотных травянистых растений к гидрофитам).

ками, а затем и опять лесом; там же, где эти условия менее благоприятны (зона лесостепи), они могут оставаться незалесенными очень долгое время. Но часть лугов у нас образовалась и без вмешательства человека, — такова часть пойменных лугов, приморские и тундровые луга. В последнее время все более и более увеличивается площадь искусственных (сеяных) лугов на месте бывших лесных земель, а также осушенных болот.

Среди наших лугов мы различаем: [1]

1. Настоящие луга. Преобладают настоящие мезофиты. Сюда относится большинство материковых лугов южных и средних подзон лесной зоны (до подзоны средней тайги включительно) и большая часть пойменных лугов, занимающих средние условия увлажнения.

К этой группе относятся, например, широко распространенные в поймах луга с господством лисохвоста, безостого костра, канареечника, распространенные как в материковых условиях, так и в поймах разнотравные, мелкозлаковые, мелкозлаково-разнотравные, дернисто-щучковые луга и многие другие.

Остепненные луга. Преобладают мезофиты, значительно участие ксерофитов (мезоксерофитов и эуксерофитов). Преимущественно распространены в материковых условиях в лесостепной зоне, но встречаются также на сухих местах в поймах рек и в материковых условиях в лесной зоне, главным образом, на сухих южных склонах, не занимая здесь больших площадей.

Пустошные луга. К преобладающим мезофитам в значительных количествах примешиваются растения, которым свойственны режим «физиологического ксерофитизма», вследствие низких температур почвы (психромезофиты и психрофиты).

Сюда относятся луга с большим участием белоуса, лесной щучки (*Deschampsia flexuosa*), широко распространенные в материковых условиях средних и северных подзон лесной зоны (от подзоны южной тайги и севернее). Сюда же относятся тундровые луга. Под влиянием истощения, вследствие многолетнего выкашивания без внесения удобрения, в пустошные луга или пустоши (белоусники) очень часто переходят луга настоящие. В пустошных лугах обычно наблюдается значительное развитие мохового покрова (*Thuidium*, *Aulacomnium palustre*, *Rhytidiadelphus squarrosus* и др.).

Болотистые луга. Занимают сильно увлажненные места как в поймах рек, так и в низинах в материковых условиях. Преобладают мезофиты, но с значительным участием более влаголюбивых трав (гидромезофитов и гидрофитов).

Сюда относятся луга с преобладанием ряда осок, собачьей полевицы, вейников (*Calamagrostis Langsdorfii*, *C. neglecta*) и др. Нередко наблюдается значительное развитие мохового покрова из влаголюбивых мхов (виды *Drepanocladus*, *Calliergon*, *Acrocladium*, также *Aulacommium palustre* и др.).

На морских побережьях в болотистых лугах преобладание переходит к растениям, свойственным условиям избыточного увлажнения и сильной засоленности. Это засоленные болотистые луга.

В условиях большей физической сухости остепненные луга сменяются степями, болотистые в условиях большого увлажнения — гидрофитно-травя-

[1] Следуя, с некоторыми изменениями, А. П. Шенникову.

ными ассоциациями болот. Пустошные луга при усилении режима «физиологического ксерофитизма» сменяются травянистыми пустошами, в которых господство принадлежит психрофитам; сюда относятся ассоциации с господством белоуса или лесной щучки. Белоусники в наиболее чистом виде представлены (хотя и занимают ничтожные площади) на Крайнем Севере, но белоусники с примесью луговых растений широко распространены в подзонах северной, средней и южной тайги, особенно в условиях крайнего истощения бывших на их месте лугов. Пустоши с господством лесной щучки наиболее распространены в лесотундре и в северных подзонах лесной зоны, хотя заходят и в подзону южной тайги. В пустошах обычно значительна роль мхов, а иногда и лишайников. Широко распространенные на песках в лесной зоне фитоценозы с преобладанием овечьей овсяницы (*Festuca ovina*) занимают промежуточное положение между пустошами и степями.

Луга у нас занимают наибóльшие площади в зоне лесостепи и в подзонах широколиственных и хвойно-широколиственных лесов; к северу их площадь, в общем, резко убывает и в подзоне северной тайги, а также далее к северу становится, за исключением крупных пойм некоторых рек — например, Печоры, Северной Двины, Мезени, ничтожной. Убывает площадь лугов и в степной зоне, сосредоточиваясь в поймах рек. Пустоши занимают значительные площади, главным образом, в подзонах южной и средней тайги; эти площади резко уменьшаются как к югу (как абсолютно, так и сравнительно с площадями лугов), так и к северу (резко уменьшаются абсолютно, хотя относительно площади лугов резко возрастают).

4. Основные черты географического распределения растительности лесной зоны

Наиболее северная, переходная к лесотундре, подзона редкостойной тайги занимает сравнительно узкую полосу. К ней относятся вся лесная часть Кольского п-ова, крайний север Карелии, узкая полоса вдоль Зимнего берега Белого моря, далее к востоку, за р. Мезенью, значительно расширяющаяся.

Из лесов наиболее распространены зеленомошники, особенно черничноворонично-вые), но встречаются также голубично-вороничные и др., менее — беломошники, главным образом, сосновые; из лесов других групп наиболее распространены сфагновики, остальные же занимают небольшие площади (леса из групп сложных — ничтожные). На Кольском п-ове и в Северной Карелии преобладают леса сосновые и елово-березовые, к востоку от Белого моря (за исключением некоторых районов) елово-березовые и еловые, местами — лиственничные.

Болот, за исключением районов с резко расчлененным рельефом, очень много; местами, в равнинных районах, они занимают более половины всей площади. На западе преобладают, главным образом, кольцевые аапа- и эутрофно-мезотрофные типы; к востоку от Белого моря все более и более усиливается роль бугристых типов, на ряду с которыми встречаются крупные массивы, близкие к русскому типу.

Луга значительными массивами встречаются только по поймам рек на востоке (реки, впадающие в Чешскую губу и, особенно, р. Печора) и по берегам моря; материковых лугов и пустошей ничтожные площади (преобладают пустоши).

В этой подзоне на сравнительно небольших высотах над уровнем моря (300—500 м, а в некоторых особых условиях и менее) лесная растительность исчезает, заменяясь через узкую полоску горно-лесотундровой — горными тундрами. Таких горных тундр очень много на Кольском п-ове, причем наиболее хорошо они выражены и занимают значительные площади на крупных горных массивах (Монче-тундра, Чуна-тундра, Хибины, Ловозерские тундры и др.). Небольшие участки горных тундр встречаются и в Северной Карелии. На Тимане в подзону редкостойной тайги вдается также язык горных тундр.

Культурная площадь занимает совершенно ничтожные пространства, причем значительная ее часть образовалась лишь после Октябрьской социалистической революции; разводятся преимущественно овощные культуры — картофель и кормовые (особенно на Кольском п-ове), очень мало и лишь в немногих пунктах зерновые (ячмень, овес, рожь, яровая пшеница). Технических культур почти нет (по р. Печоре — конопля). Плодоводство отсутствует.

Расположенная южнее подзона северной тайги занимает северную (кроме самой северной части) и большую часть средней Карелии, значительной ширины полосу Архангельской области, а на востоке, в пределах АССР Коми, занимает большие пространства в бассейне р. Печоры. Граница ее с южнее расположенной подзоной средней тайги очень извилиста, так как то вследствие условий рельефа проникают на юг языки северной тайги (водораздел Онежского озера и р. Онеги, Тиман), то, наоборот, эдафические условия способствуют продвижению средней тайги на север (между рр. Онегой и С. Двиной).

Преобладают леса-зеленомошники (особенно чернично-вороничные), местами много лишайниковых (Карелия) или же преобладание переходит к сфагновикам (местами в бассейне р. Печоры и в некоторых местах Архангельской области). Площадь под лесами группы сложных и здесь ничтожна. По составу преобладают леса еловые, в Карелии сосновые; последние встречаются крупными массивами также и во многих местах Архангельской области (например, по р. Онеге) и АССР Коми (по р. Печоре и некоторым ее притокам). В восточных частях (к востоку от р. С. Двины) встречаются лиственничные леса. Пихтово-еловые леса встречаются лишь на востоке в поймах рек (Печора). По южным берегам Онежского залива встречаются черноольшанники.

Болота занимают очень большие площади; в Карелии во внутренних районах до 50%, а на побережье Белого моря до 90%, много их и на Онего-Двинском п-ове и на многих водораздельных пространствах Архангельской области, а также АССР Коми (например, колоссальное Усинское болото на правобережье Печоры). Во внутренних районах Карелии преобладают массивы кольцевого эутрофно-мезотрофного, кольцевого аапа и среднекарельского типов; на побережье Белого моря — поморского типа; восточнее, повидимому, главным образом, русского и облесенного типов; на средней Печоре встречается печорский аапа-тип.

Значительные луговые массивы встречаются по берегам Белого моря, по рр. С. Двине, Мезени, Печоре. Площадь под материковыми лугами и пустошами ничтожна; преобладают пустоши и болотистые луга.

Земледелие (в том числе и культура хлебов) вполне возможно по всей подзоне, но культурные площади очень незначительны и разбросаны, как

и самое население, отдельными пятнами и полосами (вдоль рек). Из зерновых возделываются преимущественно овес, рожь и ячмень, очень редко яровая пшеница; из технических — в очень небольших размерах конопля и изредка лен. Плодоводства нет.

В подзоне средней тайги, занимающей часть средней и большую часть южной Карелии, северо-восток Ленинградской области и огромные территории Архангельской области и АССР Коми (кроме ее самых южных частей), а также большую часть Вологодской и северные части Свердловской и Горьковской областей, леса теряют свои северные черты. Здесь преобладают также леса-зеленомошники (преимущественно черничники, местами в боровых районах — брусничники; кисличников еще мало), а в некоторых районах заболоченные леса; лишайниковые леса лишь местами в некоторых районах Архангельской и Вологодской областей занимают большие площади; лесов из группы сложных мало. Господствуют еловые леса, но есть районы с господством сосняков (по террасам рр. Ваги, Сухоны, С. Двины, Печоры). К востоку от Онежского озера начинает встречаться лиственница, которая местами образует большую примесь к сосне и ели или лиственничные леса (на каменноугольных известняках между рр. Онегой и Двиной, между рр. Вычегдой и Печорой и др.). Пихта начинает образовывать значительную примесь к ели в некоторых районах к западу от С. Двины, а в восточных частях (например, северная часть Горьковской обл.) местами даже преобладает над елью. К востоку от Печоры встречается местами в значительном количестве кедр, в небольших количествах попадающийся уже в бассейне р. Вычегды. В западной части встречаются изредка черноольшанники. На юге подзоны, хотя и редко, встречаются широколиственные породы (липа, ильм, вяз).

Болота, в общем, занимают значительно меньшие площади, чем севернее, хотя в отдельных районах их и очень много. Преобладают массивы русского и облесенного типов, а в некоторых местах еще не изученные типы с господством эутрофных и мезотрофных болот.

Луга местами играют заметную роль в растительном покрове. На ряду с пойменными (по С. Двине, Вычегде, Печоре и другим рекам) много материковых лугов — болотистых и настоящих; пустошей (главным образом белоусников) еще много, но они уже не преобладают над лугами.

Культурная площадь местами значительна. Среди зерновых появляется (правда, только в последние годы) в большом количестве пшеница. Встречаются посевы льна и конопли; в некоторых пунктах есть плодоводство (яблоня, вишня).

В подзоне южной тайги лежит большая часть Ленинградской области, северо-восточная часть Калининской области, крайние южные части Вологодской области и АССР Коми, части Ярославской, Кировской, Горьковской и Свердловской областей.

Леса — преимущественно еловые (и их дериваты, во многих местах заменившие собой еловые); сосновые преобладают лишь местами, например, к юго-западу от г. Луги, между рр. Андогой и Судой — в Вологодской области. На востоке местами лиственничные и елово-пихтовые леса. Преобладают зеленомошники (главным образом черничники и кисличники среди еловых и брусничники — среди сосновых); лишайниковые леса занимают значительные площади лишь в боровых районах; местами значительно распространение сфагновиков и долгомошников (главным образом сосновых). Группа сложных лесов и переходы между ними и зеленомошниками местами

занимают значительные площади. В них, как и во влажных травянистых лесах, значительна примесь широколиственных пород: липы, ильма, клена, реже вяза, ясеня, дуба; в лесах группы сложных нередок подлесок из лещины; по берегу Финского залива и в долинах рек местами встречаются дубняки. Черноольшанники в западной части подзоны обычны.

Болот много, но лишь в немногих районах они занимают более 20% площади (побережье Ладожского озера, местность между рр. Андогой и Судой и некоторые др.). Преобладают массивы русского и облесенного (последние особенно на востоке), а у побережья Финского залива — русско-прибалтийского типов; встречаются также массивы эутрофно-мезотрофных типов.

Луга во многих частях подзоны занимают значительные площади (как пойменные, так и материковые, болотистые и настоящие); пустошей, главным образом, белоусовых, хотя местами и много, но они уже явно отступают перед лугами.

Районы большой земледельческой культуры. Среди зерновых в последние годы приобрела большое распространение пшеница. Местами очень большие площади заняты льном. Плодоводство распространено почти всюду, но в небольших размерах.

Подзона хвойно-широколиственных лесов занимает юго-запад Ленинградской области, почти всю Калининскую, Смоленскую и Московскую области, Ивановскую, части Горьковской области и Татреспублики.

Преобладают в настоящий момент еловые леса, часто со значительной примесью широколиственных пород, в том числе дуба, на востоке также пихты. Сосновые леса преобладают лишь в некоторых районах (некоторые места Калининской области, Мещера и др.). Дубняки встречаются не только в долинах рек, но и на водоразделах; в настоящее время занятая ими площадь очень невелика, но прежде они занимали значительно большие пространства, которые впоследствии были заняты пашнями и лугами. Преобладают леса из группы сложных (дубовые, елово-дубовые, еловые) и зеленомошники-кисличники; черничники отступают на задний план; среди сосновых лесов — главным образом брусничники, сфагновики. Встречаются и сосново-дубовые леса. Во влажных травянистых лесах большая примесь широколиственных пород (на западе часто ясеня). Обычны в западной и средней частях подзоны черноольшанники.

Болота занимают сравнительно небольшие площади, за исключением некоторых районов (Полистовские болота, болота Мещеры). На западе — болота русского и облесенного типов, на востоке — облесенного; местами много болот эутрофно-мезотрофных типов.

Площадь под лугами (как пойменными, так и, особенно, материковыми) очень значительна; пустоши (белоусовые) занимают небольшие площади.

Еще больше, чем в предыдущей подзоне, распространены площади под культурной растительностью, сходного с ней характера.

Эта подзона местами, в зависимости от эдафических условий, вдается языками на север (Волхов-Ильменская низина, Валдайская возвышенность).

Подзона широколиственных лесов тянется полосой неравномерной ширины, то расширяющейся, то сильно сужающейся от границ СССР с Польшей и до Урала. По западным предгорьям последнего эта подзона спускается далеко к югу. Подзона широколиственных лесов охва-

тывает южную часть БССР, Житомирскую область, значительную часть (северную) Киевской и Черниговской областей, часть Орловской, северо-западную часть Курской, южную часть (главным образом, к югу от р. Оки) Тульской и Рязанской областей, кроме крайнего юга, южную часть Горьковской области к югу от Волги, большую часть Мордовской АССР, Чувашскую АССР, часть севера Татарской АССР (к северу от Камы) и часть Башкирской АССР (Предуралье).

Обращает на себя внимание язык подзоны широколиственных лесов, спускающийся к югу по Приволжской возвышенности, на юг до широты г. Петровска. Кроме того, подзона широколиственных лесов образует обширный язык, заходящий с запада (из Польши) в Винницкую область (Подолия, бассейн Днестра и Южного Буга).

Таким образом, подзона широколиственных лесов дает три отчетливых языка, которые спускаются к югу: подольский, приволжский и предуральский. Все эти языки связаны со значительным повышением местности над уровнем моря. Из этого видно, что и на равнине Европейской части СССР наблюдается проявление зачатков «вертикальной зональности».

В пределах подзоны широколиственных лесов, как и в лежащих севернее — подзоне хвойно-широколиственных лесов и южнее — в зоне лесостепи, наблюдается резкое обеднение состава древесных, кустарниковых и лесных травянистых растений по направлению к востоку. Так, в пределы УССР, на крайнем западе — у р. Збруч, заходит бук (*Fagus silvatica*), образующий леса только у с. Сатанов. В пределах же подольского языка широколиственных лесов встречается образующий здесь леса зимний дуб *Quercus petraea* (=*Q. sessiliflora*). Этот дуб почти не выходит из пределов бассейна р. Днестра[1].

В этих же подольских лесах встречаются березка (*Sorbus torminalis*), серебристая липа (*Tilia argentea*), плющ (*Hedera helix;* в южной части подольских широколиственных лесов), не выходящие или почти не выходящие за пределы подольского языка подзоны широколиственных лесов. Здесь же встречается явор (*Acer pseudoplatanus*), заходящий в пределы соседней Киевской лесостепи (не переходит Днепра), и очень обычен в лесах граб (грабово-дубовые леса), также характерный для Киевской лесостепи и даже несколько переходящий к востоку Днепр.

Далее к востоку, не доходя до Волги, исчезают некоторые древесные и кустарниковые породы, как например, клен полевой (*Acer campestre*), ясень (*Fraxinus excelsior*).

Дуб обыкновенный[2] *Quercus robur* (=*Q. pedunculata*), остролистный клен (*Acer platanoides*), ильм (*Ulmus scabra*), лещина (*Corylus avellana*) доходят до Урала, а липа (*Tilia cordata*) несколько даже переваливает за Урал.

Очень характерен также травянистый покров широколиственных лесов.

Весной, до распускания листьев у деревьев и кустарников, почва бывает покрыта красиво цветущими весенними эфемероидами,[3] как например, пролески (*Scilla bifolia* в западной части подзоны, *S. sibirica* на восток до Волги), гусиные луки (*Gagea lutea*, *G. minima*), ветреница (*Anemone*

---

[1] Этот дуб, кроме Западной Европы, встречается также в Крыму и на Кавказе.

[2] Дуб обыкновенный, ильм, лещина, липа, ясень, граб обычны также и в соседних с подзоной широколиственных лесов — подзоне хвойно-широколиственных лесов и в зоне лесостепи.

[3] Многолетними растениями, заканчивающими свой жизненный цикл к началу лета. Лето, осень и зиму они проводят в виде луковиц, клубней и корневищ в почве.

ranunculoides), хохлатки (*Corydalis solida*, *C. Marschalliana*), чистяк (*Ficaria ranunculoides*) и др. Летом травянистый покров состоит из широколиственных видов; из последних чаще всего преобладают сныть (*Aegopodium podagraria*), зеленчук (*Galeobdolon luteum*, в западной части подзоны), медуница (*Pulmonaria officinalis*), перелеска (*Mercurialis perennis*); осоки и злаки также имеют широкие листья, как например, осока волосистая (*Carex pilosa*), костер (*Bromus Benekeni*) и др.

Среди широколиственных лесов в пределах этой подзоны, как и в пределах соседних — подзоны хвойно-широколиственных лесов и лесостепной зоны,— преобладают дубовые леса. При этом чаще всего встречаются грабово-дубовые (так называемые «груды», западная часть подзоны) и липово-дубовые леса; в первом древесном ярусе — дуб, во втором — граб или липа; в кустарниковом ярусе (подлеске) — чаще всего лещина. Травянистый ярус состоит из вышеуказанных видов; среди них чаще всего преобладает сныть. Роль липы в широколиственных лесах по направлению к востоку возрастает и особенно велика в Предуралье. В поймах обычно встречаются вязовые дубравы, где совместно с дубом встречаются вяз (*Ulmus laevis*), который иногда преобладает над дубом.

На более легких почвах обычны сосновые и смешанные («сложные») широколиственно-сосновые леса: на песках — чистые сосновые, на глинистых песках — дубово-сосновые («субори»), где дуб образует второй (более низкий) древесный ярус, на супесях — липово-дубово-сосновые, а на западе подзоны грабово-дубово-сосновые («сугрудки»). Последние имеют особенно сложное строение; здесь, кроме древесных ярусов, выражен также подлесок из лещины [1].

Эти сосновые и широколиственно-сосновые леса особенно характерны для так называемых «полесий» — обширных накоплений песчаных и супесчаных озерно-аллювиальных отложений. Особенно обширные пространства эти озерно-аллювиальные пески и супеси занимают на западе подзоны широколиственных лесов, в бассейне Припяти, Среднего Днепра и отчасти Десны. Это и есть основное «Полесье». Здесь сосновые и широколиственно-сосновые леса значительно преобладают над широколиственными лесами.

Кроме того, в пределах этой подзоны аналогичные пространства с легкими почвами, занятыми сосновыми и широколиственно-сосновыми лесами, имеются по рр. Цне, Мокше, Теше (бассейн Оки), Суре. Кроме того, сосновые леса занимают довольно значительные площади в пределах приволжской части этой подзоны на выходах древних песков.

В этой же подзоне, главным образом, среди упомянутых «полесий» (особенно в бассейне Днепра), довольно значительную площадь занимают болота (в поймах и котловинах) — гипново-осоковые, осоковые и тростниковые, а на крайнем западе Белорусско-Украинского Полесья часто встречаются и олиготрофные болота (березово-сфагновые и сосново-сфагновые с *Eriophorum vaginatum*, *Ledum palustre* и другими кустарничками).

В Горьковской области, Мордовской и Чувашской АССР встречаются значительные острова лесостепи среди широколиственных лесов.

Подзона широколиственных лесов сильно освоена человеком. Это наиболее освоенная из всех подзон лесной зоны. Менее освоены «полесья». От широколиственных лесов на суглинках и глинах теперь остались только незна-

[1] Широколиственно-сосновые леса могут быть отнесены к группе «сложных лесов».

чительные остатки. Сосновые леса сохранились лучше. Из культур преобладают зерновые; из технических — конопля, местами лен. Довольно широко развито плодоводство.

VI. ЛЕСОСТЕПНАЯ И СТЕПНАЯ ЗОНЫ [1]

В пределах всей степной зоны и на большей части территории лесостепной зоны в растительном покрове преобладают степные группировки, состоящие преимущественно из травянистых ксерофитных многолетников. В лесостепной зоне значительные площади занимают также широколиственные леса, покрывающие не только долины рек или склоны балок, но и выходящие далеко на водоразделы. Подобные водораздельные леса в некоторых частях лесостепной зоны даже преобладают по площади над степями. В степной зоне леса приурочены только к долинам рек и к балкам. Таким образом, водоразделы степной зоны, за редким исключением, являются безлесными.

Остановимся вкратце на вопросе о причинах безлесья степей.

Самые различные факторы были привлечены в качестве причин для объяснения безлесья степей. Высказанные гипотезы о причинах безлесья степей можно сгруппировать в следующие семь основных групп: 1) безлесье степей есть явление вторичное, связанное с уничтожением лесов человеком, главным образом, пожарами, вызванными последним (В. И. Талиев и другие); 2) безлесье степей обусловлено климатом — недостатком осадков при усиленном испарении (Гризебах, Шимпер, Г. Н. Высоцкий и многие другие); 3) безлесье степей зависит от засоленности степных почв и подпочв (Г. И. Танфильев, частично Г. Н. Высоцкий, [2] Б. Н. Городков); 4) безлесье степей вызвано физическими особенностями степных почв — мелкоземистостью и связанной с этим трудной проницаемостью этих почв для воды (П. А. Костычев, И. И. Спрыгин); 5) безлесье степей связано с равнинным рельефом степей, с их слабым дренажем, что в свою очередь обусловливает временное (весеннее) заболачивание степных почв (теория эта, впервые разработанная американскими исследователями, была перенесена на русскую почву А. Н. Красновым); 6) безлесье степей (в пределах лесостепи) есть явление временное, связанное с незакончившимся процессом облесения лесостепной полосы; при этом леса как «более мощные и совершенные» растительные группировки вытесняют степные фитоценозы (С. И. Коржинский); 7) взаимоотношение леса и степи в лесостепной полосе носит циклический характер: дубовый лес поселяется на степных почвах, черноземах, и деградирует их, превращая постепенно в сильно оподзоленные лесные суглинки, мало пригодные для существования леса; в связи с этим дубовый лес постепенно исчезает, заменяясь степной растительностью, которая способствует превращению лесного суглинка снова в чернозем (процесс проградации или реградации чернозема); на последнем снова появляется лес, вытесняя степную растительность, и т. д. (Г. Э. Гроссет).

В настоящий момент не может быть сомнения в том, что основной причиной безлесья степей в пределах степной зоны является климат — недостаток

[1] Лесостепную и степную зоны можно объединить в пространственную единицу более высокого порядка, — степную область. Иногда лесостепную и степную (в узком смысле) зоны рассматривают как подзоны степной (в широком смысле) зоны.

[2] Однако Г. Н. Высоцкий рассматривал засоленность степных почв как явление, вызванное засушливым степным климатом.

осадков при усиленном испарении. Даже многие из тех авторов, которые для более северных степей (лесостепная зона) выдвигали иные причины безлесья, например засоленность (Б. Н. Городков), «борьбу между лесом и степью» (С. И. Коржинский, Г. Э. Гроссет) и т. д., считают теперь, что основная причина безлесья более южных степей (степная зона) заключается в их засушливом климате. Однако мы здесь не можем совершенно исключить и влияние



Фиг. 6. Дубовый лес в Донецком кряже (Лопатьев Байрак) (фото Г. Н. Высоцкого).

почвенных условий. Г. Н. Тальфильев в одной из своих работ указывает, что если бы подпочвой на юге Европейской части СССР служили не лёссы, или лёссовидные суглинки, а пески, то леса проникали бы на юг значительно южнее, чем теперь, если не сплошь, то значительными массивами. И действительно, мы видим в настоящий момент, что в подзоне разнотравно-типчаково-ковыльных степей (северная часть степной зоны) значительная часть песчаных террас занята сосновыми или дубово-сосновыми лесами. Таким образом, только начиная с подзоны сухих типчаково-ковыльных степей, климат можно считать универсальной (при любом механическом составе почв) причиной безлесья степей. Лес на юге степной зоны может существовать только при условии обеспеченного грунтового увлажнения.

Наибольшей сложности взаимоотношения леса и степи достигают в лесостепной зоне. Здесь, при обсуждении этих взаимоотношений, должны быть приняты во внимание почти все те факторы, которые выдвигались теми или иными исследователями в качестве причин для объяснения безлесья степей.

Лесостепь несомненно представляет собой зональное явление. На материке Евразии она втиснута более или менее широкой полосой между подзоной широколиственных лесов и степной зоной, весьма слабо облесенной или совершенно безлесной. Хотя в этой лесостепной полосе климатические условия не только не исключают существование лесов, но даже, видимо, не препятствуют их медленной и постепенной экспансии за счет степи, все же даже для дубовых лесов далеко не вполне являются оптимальными. Последнее относится особенно к южной части лесостепи.[1] Таким образом, если климат и не является решающим фактором, непосредственно обусловливающим безлесье степей в лесостепной полосе, он все же служит как бы некоторым «фоном», на котором сказывается влияние других факторов, главным образом, эдафического порядка, которые в пределах лесной зоны еще не вызывают появления степей.

Рельеф несомненно оказывает свое влияние на распределение леса и степи в лесостепной зоне. Так, наиболее обширные лесные массивы в зоне лесостепи приурочены к наиболее повышенным и часто более или менее сильно эродированным местам. На это уже давно обратили внимание многие исследователи (А. Н. Краснов, Г. И. Танфильев, Л. И. Прасолов и др). Подзона широколиственных лесов также дает обширные языки вглубь лесостепи, следуя повышениям рельефа.

В пределах лесостепи все равнинные территории, с плоским и нерасчлененным рельефом, облесены крайне незначительно. Примерами являются Левобережно-Днепровская низменность, Тамбовская низменность, равнинные левобережья большинства рек в лесостепи.

В лесостепной зоне все почвы с легким механическим составом заняты лесом в то время, как большая часть суглинистых и глинистых почв до сих пор осталась необлесенной.[2]

Это свидетельствует о том, что легкие почвы и в лесостепи оказались наиболее лесопригодными.

Большая облесенность наиболее повышенных территорий лесостепи связана с увеличением количества осадков в связи с повышением местности. Эти повышенные районы естественно сильно эродированы. Появление же леса по балкам облегчают следующие обстоятельства: 1) по склонам балок выходят более легкие породы, являющиеся даже в условиях лесостепи более легко осваяемыми лесом, чем глинистые и суглинистые грунты; 2) днища балок, а также их северные и отчасти западные склоны отличаются более влажным микроклиматом, чем равнинные позиции; 3) по склонам балок выходят часто на поверхность грунтовые воды. Таким образом, балки по ряду причин являются более лесопригодными, чем равнинные позиции. Лес в ряде

[1] В связи с этим следует упомянуть, что Г. Э. Гроссет (1930) совершенно неверно утверждает, что дубовые леса всегда бывают связаны только с северными степями и нигде не образуют самостоятельной зоны. Как выше уже было упомянуто, в пределах Европейской части СССР хорошо выражена подзона широколиственных (в основном дубовых) лесов.

[2] Мы считаем, как и большинство почвоведов, что преобладающие в лесостепи выщелоченные и мощные черноземы, лишенные признаков деградации, указывают на отвечное безлесье значительной части лесостепи.

районов, заняв сначала балки, постепенно оккупировал междубалочные водоразделы, покрытые раньше степью.

Можно выделить два основных типа послеледниковой лесной экспансии в пределах лесостепи: 1) периферический (или фронтальный) — наступление леса с запада и севера (со стороны лесной зоны), в результате чего в основном образовалась подзона широколиственных лесов; [1] 2) автохтонный — наступление леса из межледниковых убежищ (рефугиумов), которые были, вероятно, расположены преимущественно в северной части степной зоны и на юге лесостепи. В результате автохтонной экспансии образовались крупные изолированные массивы дубовых лесов, окруженные слабо облесенной степью.

В пределах пониженных равнинных территорий, слабо расчлененных, лесная экспансия, видимо, наиболее молода. Эти пониженные территории пережили в послеледниковое время очень сложную историю (Д. Г. Виленский, К. К. Гедройц и др.); здесь можно наметить три основных стадии: 1) преобладание солончаков и солончаковатых черноземов, 2) преобладание солонцов и солонцеватых черноземов, 3) преобладание солодей и осолоделых черноземов. Лесная экспансия мелколиственными породами (осина, береза, тополь) связана с третьей стадией. Экспансия эта носит «западинный» характер, поскольку процессу облесения подвергаются здесь западины с сильно осолоделыми почвами. [2]

1. Типы степей

Перейдем теперь к характеристике степной растительности.

Под степной растительностью понимаются растительные группировки, состоящие из ксерофитных травянистых растений, главным образом, узколистных дерновинных злаков. От пустынных группировок степные группировки отличаются отсутствием или относительно небольшой ролью ксерофитных полукустарничков. Пустынные же группировки состоят преимущественно из ксерофитных полукустарничков. Переходные растительные группировки, где ксерофитные травянистые растения и полукустарнички играют более или менее одинаковую роль или последние преобладают, часто называются полупустынными. Такое расчленение степных, полупустынных и пустынных группировок было предложено Б. А. Келлером (1907, 1923).

Остановимся вкратце на типах степей. [3]

Существует целый ряд более или менее разработанных классификаций степей Европейской части СССР: С. И. Коржинского (1891, 1899), Г. Н. Высоцкого (1908, 1915), Б. А. Келлера (1916, 1923), И. В. Новопокровского (1916, 1921, 1925), К. М. Залесского (1918), В. В. Алехина (1925, 1934,

[1] Подзона широколиственных лесов возникла, вероятно, частично также и за счет автохтонной лесной экспансии (например, в Подолии, на Приволжской возвышенности, в Предуралье). Однако, возникнув частично гетерогенно (за счет наступания дубрав из пределов современной подзоны хвойно-широколиственных лесов, которые, в свою очередь, расселялись из убежищ в Западной Европе, и местных убежищ в пределах современной лесостепной зоны), подзона широколиственных лесов послужила одним из важных (вторичных) центров лесной экспансии в более позднее послеледниковое время на севере современной лесостепи. Лес наступал на степь здесь «сплошным фронтом».

[2] Критику теории Г. Э. Гроссета (1930) см. в работах Л. С. Берга (1936), и А. А. Завалишина (1936) о Кузнецкой лесостепи.

[3] Вернее это будут подтипы степей, так как само понятие степь в фитоценологическом смысле следует рассматривать как тип растительности.

1936), Е. М. Лавренко (1927) и др. Ниже мы приводим последнюю классификацию Е. Лавренко (1938), которая построена с учетом классификаций упомянутых авторов.

Последним автором выделяются следующие основные типы степей: 1) луговые степи, 2) настоящие степи, 3) опустыненные степи.

Это разделение основывается на учете так называемых «жизненных форм» в составе растительных группировок степей.

Можно наметить следующие основные жизненные формы, которые представлены в степях того или иного типа.

1. Кустарники обычно невысокие, около 1 м и ниже. Сюда относятся такие характерные степные кустарники, как виды спиреи (*Spiraea crenata*, *S. hypericifolia*), степная вишня (*Cerasus fruticosa*), бобовник или степной миндаль (*Amygdalus nana*), дереза (*Caragana frutex*), виды ракитника (*Cytisus ruthenicus*, *C. austriacus*) и некоторые другие. Все эти виды принимают участие в образовании зарослей степных кустарников, но большинство из них встречается в виде разбросанных экземпляров среди травянистого покрова степей.

2. Полукустарнички. Нижние части стеблей многолетние и деревянистые; средние и верхние части стеблей однолетние и травянистые. Полукустарнички в степном растительном покрове встречаются преимущественно в наиболее южных степях. Сюда относятся, главным образом, полукустарничковые полыни (*Artemisia incana*, *A. taurica*, *A. austriaca*), прутняк (*Kochia prostrata*), камфоросма (*Camphorosma monspeliacum*).

3. Дерновинные злаки и осоки (многолетние), [1] обычно с более или менее узкими листьями. Сюда относятся самые типичные степные злаки, образующие основную массу степного травостоя, как типчак (*Festuca sulcata*) на глинистых и суглинистых почвах и (*F. Beckeri*) на песчаных почвах, кипец (*Koeleria gracilis*) на суглинистых и глинистых почвах и (*K. glauca*) на песчаных почвах; виды ковылей: тырса (*Stipa capilata*), тырсик (*Stipa sareptana*), перистые ковыли (*S. Joannis*, *S. stenophylla*, *S. rubens*, *S. ucrainica*, *S. Lessingiana*) и др., степной овес (*Avena desertorum*) и др.; из осок *Carex humilis*. Различные виды ковыля характерны для тех или иных типов степей.

4. Корневищные злаки и осоки (многолетние). К этой группе принадлежат овес пушистый (*Avena pubescens*), полевица тонколистная (*Agrostis tenuifolia*), мятлик узколистный (*Poa angustifolia*), костер степной (*Bromus riparius*), осока русская (*Carex ruthenica*), осока низкая (*Carex supina*). Все эти виды свойственны, главным образом, более северным степям.

5. Многолетние длительно вегетирующие травы или так называемое «разнотравье». Эта группа очень разнообразна и многочисленна. Период вегетации этих растений охватывает весь вегетационный сезон или его большую часть. Здесь имеются виды более влаголюбивые (мезофильные), свойственные более северным степям, и более засухоустойчивые (ксерофильные), свойственные более южным степям. Примеры тех и других приведены далее.

6. Многолетние коротковегетирующие травы или эфемероиды. Сюда относятся растения с очень коротким периодом вегетации, охватывающим, главным образом, весну и в некоторых случаях также начало лета. Эти растения обычно снабжены луковицами, как

[1] Эта группа, как и все следующие, является травянистыми растениями.

например, тюльпаны (*Tulipa Schrenkii*, *T. Biebersteiniana*), гиацинты (*Hyacinthus leucophaeus*, *Bellevalia sarmatica*), из злаков — мятлик луковичный (*Poa bulbosa*), или клубнями, например, валериана клубненосная (*Valeriana tuberosa*).

7. Однолетники. К озимым однолетникам принадлежат виды, которые прорастают из семян еще осенью и зимуют в виде розеток. Весенние озимые однолетники — «эфемеры» заканчивают свой жизненный цикл (обсеменяются) к началу лета. Сюда относятся такие виды: злак мортук (*Eremopyrum triticeum*), крупка весенняя (*Draba verna*), бурачок (*Alyssum desertorum*), однолетние костры (*Bromus tectorum*, *B. squarrosus*) и др. Из яровых однолетников можно упомянуть о следующих: верблюжка (*Ceratocarpus arenarius*), спорыш (*Polygonum novoascanicum*), кохия (*Echinopsilon sedoides*) и др.

8. Мхи и низшие растения. Из мхов особенно часто встречаются в наземном покрове степей *Thuidium abietinum* (более северные степи), *Tortula ruralis* (более южные степи).

Из лишайников в наземном покрове более южных степей встречаются *Cladonia convoluta*, *C. rangiformis*, *Cornicularia steppae*, *Parmelia vagans*, *P. ryssolea*; из наземных синезеленых водорослей *Stratonostoc commune*. Перейдем теперь непосредственно к характеристике типов степей.

1. Луговые степи покрывали в прошлом водоразделы в зоне лесостепи. Это наиболее «влаголюбивый» (мезофитный) тип степей. Среди дерновинных злаков преобладают типчак (*Festuca sulcata*), лугово-степной ковыль (*Stipa Joannis*) и узколистный ковыль (*Stipa stenophylla*); в бассейне Среднего Днепра и Верхнего Дона обильна *Carex humilis*. Обычно значительно количество корневищных злаков *Poa angustifolia*, *Agrostis tenuifolia*, *Avena pubescens*, *Bromus riparius* (последний вид преимущественно к западу от Волги). Наблюдается также очень большое количество «влаголюбивого» разнотравья («северное» или «лугово-степное» разнотравье); особенно обильны *Salvia pratensis*, *S. stepposa*, *Galium verum*, *Fragaria collina*, *Trifolium montanum*, *T. alpestre*, *Filipendula hexapetala*, *Arenaria graminifolia*, *Adonis vernalis*, *Pulsatilla patens* и многие другие. Эфемероиды представлены очень небольшим количеством видов: гусиные луки *Gagea*, степной гиацинт (*Hyacinthus leucophaeus*), брандушка (*Bulbocodium versicolor*). Однолетники отсутствуют или встречаются в весьма небольшом количестве. Наземный покров обычно состоит из более или менее сплошного ковра мха *Thuidium abietinum*. Лишайники и синезеленые водоросли отсутствуют. Незначительное развитие эфемероидов и особенно эфемеров, а также лишайников, связано с очень густым растительным покровом. Развитие растительного покрова с весны и до осени следует довольно равномерно; периода «полупокоя» не наблюдается.

С луговыми степями связаны преимущественно мощные, тучные и отчасти выщелоченные черноземы. Ряд признаков мощных и тучных черноземов — значительная мощность гумусового горизонта и большое содержание гумуса в почве — связан в значительной мере, помимо благоприятных условий влажности, с мощным развитием надземной и подземной массы травостоя луговых степей.

2. Настоящие степи[1] отличаются от луговых степей значительно более резко выраженной ксерофитностью растительного покрова.

[1] В пределах Европейской части Союза это будут типчаково-ковыльные степи в широком смысле.

Роль ксерофильных узколистных дерновинных злаков увеличивается; количество более влаголюбивых корневищных злаков и осок, а также разнотравья, наоборот, значительно уменьшается. Вообще роль корневищных злаков и разнотравья становится значительно меньше, чем в луговых степях. Увеличивается количество эфемероидов и эфемеров. Появляются лишайники и синезеленые водоросли. Последнее связано с более редким травянистым покровом настоящих степей (по сравнению с луговыми степями); в промежутках между дерновинными злаками поселяются эфемероиды, эфемеры, лишайники и т. д.

Все эти признаки настоящих степей обусловлены более засушливым климатом района их распространения. С этим связано также и появление периода «полупокоя» в течение вегетационного развития растительности настоящих степей. Этот период полупокоя падает на середину лета (конец июня, начало июля). В период «полупокоя» количество цветущих растений уменьшается, преобладающие дерновинные злаки более или менее присыхают (но не замирают совсем).

Настоящие степи в пределах Европейской части СССР можно разделить на: а) разнотравно-типчаково-ковыльные и б) типчаково-ковыльные степи.

а) Разнотравно-типчаково-ковыльные степи свойственны северной части степной зоны. В травянистом покрове преобладают ксерофильные узколистные дерновинные злаки: ковыли *Stipa capillata*, *S. stenophylla*, *S. rubens*, *S. ucrainica* (более южные разности этих степей), *S. Lessingiana*, типчак (*Festuca sulcata*), кипец (*Koeleria gracilis*), степной овес (*Avena desertorum*; преимущественно более грубые почвы). Более влаголюбивые злаки, характерные для луговых степей, как *Stipa Joannis*, *Avena Schelliana*, *Agrostis tenuifolia* и др., хотя и встречаются, но играют второстепенную роль. Корневищные злаки, нередко очень обильные в составе луговых степей, в составе разнотравно-типчаково-ковыльных степей играют небольшую роль. [1]

Характерно также еще довольно значительное участие разнотравья, в состав которого входят как более влаголюбивые элементы (так называемое, «северное степное разнотравье»), так и более ксерофитные («южное степное разнотравье»). В состав первого входит большинство видов разнотравья, упомянутых выше для луговых степей. Более южное разнотравье состоит из следующих видов: *Adonis wolgensis*, *Crambe tatarica*, *Statice latifolia*, *Phlomis pungens*, *Salvia nutans*, *Serratula radiata* и др.

В связи с более редким, чем в луговых степях, травостоем увеличивается количество однолетников (эфемеров). Нередко довольно хорошо выражен наземный покров из более ксерофильных мхов (*Tortula ruralis*); появляются также некоторые наземные лишайники и синезеленые водоросли. В середине лета намечается период «полупокоя».

В почвенном отношении разнотравно-типчаково-ковыльные степи связаны с обыкновенными и отчасти южными черноземами, а также приазовскими черноземами.

Изменение механического состава сильно отражается на составе разнотравно-типчаково-ковыльных степей. Особенно своеобразны по своему

[1] Исключением является только *Bromus riparius*, обильно развивающийся иногда в составе некоторых вариантов этих степей (к западу от Волги).

составу так называемые «песчаные степи» или псаммофитные разности разнотравно-типчаково-ковыльных степей, свойственные в Европейской части СССР преимущественно песчаным надлуговым террасам рек Днепра, Донца, Дона и некоторых из их притоков. Состав жизненных форм этих «песчаных степей» мало отличим от соответствующего состава разнотравно-типчаково-ковыльных степей на суглинистых и глинистых почвах, но видовой состав резко отличен. При этом можно наметить пары видов, иногда очень близких (эдафически замещающие виды), один из которых свойственен суглинисто-глинистым степям, а другой — песчаным. Приведем примеры:

Суглинисто-глинистые черноземы	Песчаные черноземы
Stipa Joannis	*S. Joannis sabulosa*
Festuca sulcata	*F. Beckeri*
Koeleria gracilis	*K. glauca*
Cytisus ruthenicus	*C. borysthenicus*
Onosma tinctorium	*O. arenarium*
Thymus Marschallianus	*Th. Pallasianus*
Asperula cynachica	*A. graveolens*

б) Типчаково-ковыльные степи (бедноразнотравные) свойственны южной части степной зоны. В составе этих степей безраздельно господствуют наиболее ксерофильные дерновинные злаки: *Stipa capillata*, *S. sareptana* (последний, главным образом, к востоку от Дона), *S. Lessingiana*, *S. ucrainica*, *Festuca sulcata*. Корневищные злаки и осоки обычно играют незначительную роль. Разнотравье также представлено незначительным количеством ксерофильных видов; из числа разнотравья некоторые виды почти не встречаются в более северных степях (как *Statice sareptana*, *Pyrethrum achilleifolium*, *Achillea leptophylla* и др.). Эфемероиды представлены уже довольно обильно, что связано с еще более разреженным травянистым покровом, чем у разнотравно-типчаково-ковыльных степей. Обычно довольно хорошо развит (особенно на более или менее избитых при выпасе участках степи) мятлик живородящий, вегетирующий в конце апреля и в мае и к концу мая уже присыхающий. Затем можно назвать ряд луковичных лилейных, как виды *Gagea*, *Tulipa Schrenkii*, *T. Biebersteiniana*, *Bellevalia ciliata* и др. Эти виды встречаются в составе разнотравно-типчаково-ковыльных степей, но в небольшом количестве. Обильны однолетники (эфемеры). В наземном покрове появляются в заметном количестве лишайники (*Cladonia rangiformis*, *Parmelia ryssolea*, *P. vagans*), синезеленые водоросли (*Stratonostoc commune*), свойственные также и полупустыне.

Во второй половине июня и первой половине июля намечается еще более отчетливый период «полупокоя», когда большинство доминирующих злаков, кроме тырсы *Stipa capillata* и тырсика *S. sareptana*, плодоносит и присыхает.

Типчаково-ковыльные степи свойственны, главным образом, темнокаштановым почвам и отчасти южным черноземам.

У типчаково-ковыльных степей также имеется псаммофитный вариант, свойственный пескам наиболее южной части степной зоны, а также полупустыни.

3. Опустыненные степи являются наиболее ксерофитным типом степей. От типчаково-ковыльных степей опустыненные степи отличаются, главным образом, присутствием в значительном количестве ксерофильных полукустарничков: крымской полыни (*Artemisia taurica*; Крым, побережье Сиваша, низменный Дагестан), белой полыни (*Artemisia incana*, пре-

имущественно к востоку от Дона), прутняка (*Kochia prostrata*), камфоросмы (*Camphorosma monspeliacum*). [1]

Количество разнотравья в составе этих степей незначительно; обильны эфемероиды и эфемеры, более или менее обильны лишайники и синезеленые водоросли.

Опустыненные степи свойственны более солонцеватым темнокаштановым почвам, а также светлокаштановым почвам (переходные разности к темнокаштановым).

В литературе, как упомянуто выше, существует целый ряд классификаций степей, между которыми, однако, очень много общего. Приведем основную синонимику.

Луговым степям в понимании Е. М. Лавренко соответствуют: часть «луговых степей» С. И. Коржинского и других авторов, более северные разности «широколиственного ковыльника» Г. Н. Высоцкого, большая часть «дерновинно- (ковыльно- или типчаково-) луговых степей» Б. А. Келлера, «красочный типце-ковыльник» со *Stipa Joannis* К. М. Залесского, часть «разнотравно-широколиственно-злаковых степей» или «северных степей» В. В. Алехина, часть «красочных широколиственно-злаковых степей» Е. М. Лавренко (1927).

Более северные разности упомянутых типов степей С. И. Коржинского, В. В. Алехина и Е. М. Лавренко (1927) должны быть отнесены, собственно, не к луговым степям, а к остепненным лугам (в смысле А. П. Шенникова, 1935, см. выше).

Настоящие степи («южные степи» В. В. Алехина), как упомянуто выше, делятся на разнотравно-типчаково-ковыльные и типчаково-ковыльные.

Разнотравно-типчаково-ковыльные степи в понимании Е. М. Лавренко соответствуют более северным «ковыльным степям» С. И. Коржинского и других авторов, более южным разностям «широколиственного ковыльника» Г. Н. Высоцкого, «крупнодерновинным ковыльным степям» Б. А. Келлера, «разнотравно-злаковым степям» И. В. Новопокровского, «красочному типце-ковыльнику» К. М. Залесского, «красочному ковыльнику» из группы «южных степей» В. В. Алехина, «красочным типце-ковыльным степям» Е. М. Лавренко (1927). Типчаково-ковыльные (бедноразнотравные) степи соответствуют более южным «ковыльным степям» С. И. Коржинского и других авторов, «узколистному или злаковому ковыльнику» Г. Н. Высоцкого, «мелкодерновинным ковыльным и ковыльно-типчаковым степям» Б. А. Келлера, «злаковым или типчаково-ковыльным степям» И. В. Новопокровского, «узколистному или злаковому типце-ковыльнику» К. М. Залесского, «бескрасочному ковыльнику» из группы «южных степей» В. В. Алехина, «узколистным (злаковым) типце-ковыльным степям» Е. М. Лавренко (1927).

Опустыненные, преимущественно полынно-типчаково-ковыльные и полынно-типчаковые, степи соответствуют «серым типце-ковыльным степям» Е. М. Лавренко (1927), а также частично «серому ковыльнику» Г. Н. Высоцкого, «злаково-полынной (полупустынной) степи» И. В. Новопокровского, «серому типце-ковыльнику» К. М. Залесского, «дерновинно-злаково-ромаш-

[1] Однако в этих опустыненных степях ксерофильные полукустарнички играют все же более второстепенную роль, по сравнению с остепненными северными пустынями, где уже, наоборот, преобладают указанные полукустарнички, а степные дерновинные злаки играют, по сравнению с первыми, более второстепенную роль, хотя и встречаются в значительном количестве.

никовым и полынным полупустыням» Б. А. Келлера. Более или менее значительная часть указанных понятий последних авторов охватывает также и полупустынные группировки.

В настоящий момент целинных степей в пределах Европейской части СССР сохранилось немного, главным образом, в южной части степной зоны.

2. Полупустынные и пустынные группировки

На юге степной зоны степная растительность обнаруживает признаки перехода к пустынной (опустыненные степи). Однако, в пределах почти всей степной зоны встречаются при определенных условиях небольшие участки остепненно-пустынных и даже пустынных группировок. Эти группировки связаны, главным образом, с солонцами и отчасти с солончаками и обнажениями каменистых пород. Так, на солонцах степной зоны обычна остепненно-пустынная группировка, с преобладанием рас полукустарничковой полыни (*Artemisia maritima*) или также полукустарничка прутняка (*Kochia prostrata*), но еще со значительным количеством дерновинного степного злака *Festuca sulcata*. На корковых солонцах иногда дерновинные злаки исчезают совсем и безраздельно господствуют указанные полукустарнички; это уже будут группировки чисто пустынного типа. На солончаках наиболее южной части степной зоны иногда встречаются группировки также пустынного типа, состоящие из галофитных полукустарничков — *Obione verrucifera* и сарсазана (*Halocnemum strobilaceum*). Эти группировки также очень характерны для солончаковых пустынь пустынной зоны («сазовые» пустыни).

Выше мы рассмотрели растительные группировки ксерофитного типа, создающие, так сказать, основной фон в пределах лесостепной и степной зон. Теперь вкратце остановимся на мезофитных и отчасти гидрофитных группировках, появляющихся здесь обычно при условии лучшего и притом постоянного обеспечения влагой.

3. Леса

Леса в лесостепной зоне являются, совместно со степями, зональным типом растительности, так как занимают здесь значительную часть водоразделов. В степной зоне они выступают уже обычно в экстразональном залегании при условии более обеспеченного увлажнения (в долинах рек, в балках).

В лесостепной и степной зонах из хвойных лесов встречаются только сосновые леса или боры (из *Pinus silvestris*), связанные преимущественно с песчаными почвами и реже с каменистыми («меловые боры» и пр.). [1] Сосновые леса геоморфологически приурочены преимущественно к песчаным надлуговым террасам рек.

В пределах этих же песчаных террас рек встречаются смешанные широколиственно-сосновые леса («сложные» леса) на почвах несколько менее легких. Так, на глинистых песках и легких супесях встречаются дубово-сосновые леса, где, кроме более высокого древесного яруса из сосны, имеется более низкий древесный ярус из дуба. На несколько более тяжелых супесях встречаются еще более сложные смешанные леса: грабово-дубово-сосновые или липово-дубово-сосновые;

[1] Здесь не принят во внимание Южный Урал, где в лесостепи местами некоторую роль играет лиственница (*Larix sibirica*).

в первом древесном ярусе — сосна, во втором — дуб и в третьем, наиболее низком — граб, (на склоне лесостепи) или липа; кроме того, иногда имеется подлесок из орешника.

На песчаных террасах механический состав почв обычно становится более тяжелым в направлении от уступа песчаной террасы к уступу более высокой надпойменной террасы; поэтому в этом же направлении и идет смена вышеуномянутых типов; ближе к пойме — боры, ближе к следующей надпойменной террасе — смешанные широколиственно-сосновые леса.



Фиг. 1. Смешанный дубово-сосновый лес в окр. Киева.

Боры и смешанные леса, как будет указано далее, заходят довольно далеко вглубь степной зоны.

Широколиственные леса в пределах лесостепной и степной зон связаны преимущественно с суглинистыми и глинистыми почвами, реже с супесями (серые лесостепные почвы различных стадий деградации, деградированные черноземы). Здесь также можно выделить насаждения более сложного и более простого строения. С серыми лесостепными почвами (суглинками) связаны грабово-дубовые (на склоне лесостепи) и липово-дубовые леса; в первом древесном ярусе дуб, с примесью ясеня, поселяющийся на востоке только до Волги, во втором — граб или липа; в подлеске лещина с примесью других кустарников. С деградированными черноземами связаны дубовые леса, без или с малой примесью граба и липы; подлесок у них состоит чаще из колючих кустарников — бересклета (*Euonymus nanoptera*), терна (*Prunus spinosa*), жостера (*Rhamnus cathartica*) и др.

Для поймы очень характерны вязово-дубовые леса, в которых преобладает то вяз (*Ulmus laevis*), то дуб.

К широколиственным лесам можно отнести также ольховые леса из черной ольхи (*Alnus glutinosa*), приуроченные к тальвегам балок, по чаще всего к уступам коренного берега или террас, где выходят грунтовые воды.

К мелколиственным лесам следует отнести б е р е з н я к и (из *Betula verrucosa* и *B. pubescens*), образующие самостоятельные насаждения преимущественно в понижениях среди лесов надлуговых террас, по которым эти леса спускаются вплоть до полупустыни,[1] а также о с и н н и к и (из *Populus tremula*), образующие естественные местами насаждения в западинах. Осинники являются также временными группировками, возникающими на молодых порубях широколиственных и смешанных лесов. К мелколиственным лесам можно отнести также т о п о л е в ы е л е с а (из *Populus*



Фиг. 8. Пойменный лес (на переднем плане) и дубовые байрачные леса (на заднем плане) в Донском правобережье (Приволжская возвышенность). В левой части фотографии скалистая гряда с кустиками *Spiraea hypericifolia* по меловому склону (фото Н. А. Шахеевой-Дементиевой).

nigra, *P. alba*) и и в о в ы е л е с а (*Salix alba*), образующие насаждения на молодом аллювии в поймах рек.

Учитывая преимущественную приуроченность вышеупомянутых лесов к тем или иным геоморфологическим условиям, эти леса можно распределить по следующим группам:

1. в о д о р а з д е л ь н ы е л е с а, покрывающие балки и межбалочные пространства и свойственные преимущественно лесостепи, состоят из грабово-дубовых, липово-дубовых и дубовых лесов;

2. б а й р а ч н ы е л е с а, не выходящие за пределы балок и свойственные лесостепной и степной зонам, состоят из тех же основных типов, но чаще с преобладанием чистых дубрав;

3. п о й м е н н ы е л е с а, связанные с поймами рек, состоят из ивово-дубовых (более повышенные участки поймы), тополевых и ивовых (более пониженные и обычно более молодые участки поймы) лесов;

---

[1] Березняки появляются в значительном количестве также в Предуралье (к западу от р. Белой), где образуют насаждения вне долин рек.

4. п р и с к л о н о в ы е л е с а из ольхи (преимущественно);

5. т е р р а с о в ы е (надлуговые) л е с а, связанные с песчаными или супесчаными террасами рек, состоят из сосновых или широколиственно-сосновых лесов;

6. з а п а д и н н ы е л е с а, связанные с западинами надлуговых террас и низменных водоразделов, представлены осинниками, березняками, тополь никами (последние на Левобережно-Днепровской низменности по Ю. Д. Клеопову).

Состав широколиственных лесов (древесных и кустарниковых пород и травянистых растений) в общем беднеет с запад на восток. Но помимо этой общей тенденции намечается еще одна очень своеобразная закономерность в распределении флористических элементов этих лесов: на протяжении всей лесостепной зоны, главным образом, в ее южной части, намечается несколько районов, где видовой состав широколиственных лесов достигает особенно большого разнообразия и где сосредоточены виды с разорванными ареалами. Эти районы связаны с повышенными сильно изрезанными территориями, занятыми большими массивами (иногда изолированными) широколиственных лесов. Это будут: 1) Подолия, 2) правый берег Днепра в районе Чигирина — Канева, 3) южная окраина Среднерусской возвышенности (главным образом, верховье системы Донца), 5) Донецкий кряж, 6) Приволжская возвышенность, 7) Южный Урал. Большинство авторов рассматривает эти районы, как убежища, где широколиственные леса пережили последнее оледенение, а, быть может, и все оледенения.

4. Луга

Перейдем теперь к краткой характеристике растительности лугов в пределах лесостепной и степной зон.

В этих зонах, как и в пределах лесной зоны, в поймах рек широко распространены н а с т о я щ и е и б о л о т и с т ы е л у г а.[1] К настоящим лугам относятся луга из костра безостого (*Bromus inermis*), лисохвоста (*Alopecurus pratensis*), пырея (*Agropyrum repens*), полевицы белой (*Agrostis alba*), из лугового разнотравья и пр.; к болотистым лугам принадлежат луга из некоторых осок (*Carex gracilis*, *C. acutiformis*), луга с обилием тростника (*Phragmites communis*) и др. Почвы под настоящими лугами относятся обычно к луговым, со слабо оглеенными верхними горизонтами; почвы болотистых лугов относятся к лугово-болотным, оглеенным до поверхности и иногда со слабой торфянистостью верхних горизонтов.

Но кроме типичных разностей, без примеси галофитов, настоящих и болотистых лугов, для лесостепной и степной зон очень характерны остепненные (по А. П. Шенникову) луга и солончаковые (галофитные) разности настоящих и болотистых лугов.

О с т е п н е н н ы е л у г а широко распространены как на водоразделах северной части лесостепи, так и в поймах рек, на незаливаемых или мало заливаемых участках, в пределах лесостепной и степной зон. Как показывает их название, в их составе очень много лугово-степных и степных элементов. К обычным луговым мезофитным элементам, как, например, вейник (*Calamagrostis epigeios*), мятлик луговой (*Poa pratensis*), кипец луговой (*Koeleria Delavignei*), в более или менее значительном количестве примешиваются

[1] См. выше общую характеристику лугов в разделе о лесной зоне.

ксерофильные и переходные от мезофильных к ксерофильным виды, свойственные степям, как например, типчак (*Festuca sulcata*), ковыль (*Stipa Joannis*), костер безостый (*Bromus riparius*), клевер горный (*Trifolium montanum*), таволжанка (*Filipendula hexapetala*) и многие другие.[1]

Почвы под остепненными лугами наблюдаются довольно разнообразные: луговые черноземовидные, выщелоченные черноземы, деградированные черноземы: на последних остепненные луга появляются после вырубки леса.

Солончаковые (галофитные) разности настоящих и отчасти болотистых лугов характерны для пойм мелких степных речек, а также для замкнутых низин, расположенных среди надлуговых террас, и для побережий морей. Травостой галофитных разностей настоящих лугов («солончаковые луга») состоит обычно из галофильных злаков, как например, видов бескильницы (*Atropis*), солончакового пырея (*Agropyrum ruthenicum*) или солончаковых осок (*Carex Karelini*), с большей или меньшей примесью галофитного разнотравья: солончаковой астры (*Tripolium vulgare*), кермек (*Statice tomentella*) и многих других. Имеются все переходы от галофитных разностей лугов к их «пресным» разностям (солончаковатые луга). К солончаковым разностям болотистых лугов можно отнести луга с преобладанием *Scirpus maritimus*, *Juncus maritimus* (последний вид на побережье Черного и Азовского морей). Почвы под «солончаковатыми» и «солончаковыми» лугами — обычно более или менее засоленные луговые и лугово-болотные.

5. Растительность болот

Болота в пределах лесостепной и степной зон играют в общем незначительную роль. Приурочены болота в пределах этих зон преимущественно к долинам рек, а именно к поймам и понижениям среди надлуговых террас, а также к балкам. Болота эти носят эутрофный характер, и только на песчаных террасах рек встречаются маленькие мезотрофные болота. Сочетания растительных группировок отдельных болотных массивов тесно связаны с геоморфологическими условиями залегания последних. А с геоморфологическими условиями, в свою очередь, тесно связан характер питания болотного массива.

В поймах более крупных рек мы встречаем по берегам водоемов преимущественно тростниковые (*Phragmites communis*) и рогозовые (*Typha latifolia* и *T. angustifolia*) п о й м е н н ы е б о л о т а. Подобные тростниковые и рогозовые болота особенно сильно распространены в длительно заливаемых поймах нижнего течения больших рек — Днепра, Дона и Кубани. Это — так называемые «плавни». Эти болота ежегодно заливаются и на их поверхности обычно откладывается наилок. Кроме того, в притеррасовых частях пойм более крупных рек лесостепи встречаются более или менее обширные п р и т е р р а с о в ы е болота, занятые осоковыми,[2] гипново-осоковыми и лесными ольховыми группировками. В этих болотах наблюдаются нередко мощные отложения торфа.

В лесостепной зоне в поймах мелких рек и по дну балок довольно широко распространены б а л о ч н о - п о й м е н н ы е или б а л о ч н о - д о л и н н ы е болота, с более или менее мощными отложениями торфа.

---

[1] Остепненные луга нередко относят к луговым степям (С. И. Коржинский, В. В. Алехин и др.). Б. А. Келлер выделяет их под названием «разнотравно-луговых степей».

[2] Из видов болотных осок для лесостепи очень характерна *Carex omskiana*.

Эти болота заняты лесными — ольховыми, осоковыми, гипново-осоковыми и отчасти тростниковыми растительными группировками. Эти болота частично заливаются весной, но наилок откладывается только вблизи русла рек, где и сосредоточены тростниковые группировки.

В степной зоне, из-за большой сухости климата, в поймах мелких рек и по дну балок болота отсутствуют, заменяясь более или менее засоленными лугами.

По суглинистым надлуговым террасам рек как лесостепной, так и северной части степной зоны характерны небольшие по площади кочкарниковые болота из *Carex omskiana*, приуроченные к западинным понижениям (западинные болота). На песчаных надлуговых террасах, в небольших понижениях, среди сосновых и дубово-сосновых лесов, встречаются маленькие сфагново-осоковые мезоторфные и эутрофные болота, проникающие по этим террасам на юг до средней части степной зоны.

6. Основные черты географического распределения растительности лесостепной и степной зон

Перейдем теперь к краткой характеристике лесостепной и степной зон и к их дальнейшему подразделению.

А. Лесостепная зона

На водоразделах преобладают луговые степи, а в северной части зоны и остепненные луга. Кроме того, на плакорах обширные пространства заняты лиственными лесами, которые наравне с луговыми степями, также должны быть отнесены к зональной растительности лесостепной зоны. Местами леса даже преобладают над степями. В среднем же облесенность лесостепи в прошлом достигала, вероятно, 40—50%.

Лесостепная зона охватывает Каменец-Подольскую, Винницкую (частично), южную часть Киевской, Полтавскую, северную часть Харьковской, большую часть Курской, восточную часть Орловской, южные части Тульской и Рязанской, северную часть Воронежской, Тамбовскую и часть Куйбышевской области, южную часть Татарской АССР (к югу от р. Камы) и западную часть Башкирской АССР (к западу от реки Белой).

Для лесостепи очень характерно распределение растительности в связи с геоморфологическими условиями, впервые довольно подробно описанное Г. И. Танфильевыми позже детализированное Г. Ф. Морозовыми и Б. А. Келлером.

Правый коренной высокий и обычно изрезанный балками берег долины реки занят дубравами. Пойменная терраса покрыта лугами или пойменными лесами (вязово-дубовыми, тополевыми) и кустарниками (заросли ив). На уступе следующей (первой надлуговой) террасы, где обычно выходят на поверхность грунтовые воды, располагаются ольшатники. Первая надлуговая терраса с песчаными или супесчаными почвами обычно занята сосновыми, дубово-сосновыми и грабово- (или липово-) дубово-сосновыми лесами. Первые — на песках, а остальные — на супесях. В понижениях среди этих лесов иногда встречаются сфагновые болотца, с рядом северных растений. Следующие более высокие террасы обычно прикрыты сверху плащом суглинков и заняты в основном степной растительностью. В замкнутых понижениях на этих более высоких террасах, с суглинистыми почвами,

встречаются осоковые болота (с *Carex omskiana*), луга, часто более или менее солончаковатые, растительные группировки, характерные для солонцов, и иногда колки мелколиственных пород. Водораздел занят степной растительностью или водораздельными дубравами. [1]

Для более южной части степной зоны (южная часть подзоны разнотравно-типчаково-ковыльных степей и подзона типчаково-ковыльных сухих степей) эта схема претерпевает большие изменения. На водоразделах и по правым коренным берегам рек байрачные леса исчезают или становятся редкими; в поймах вязовые дубравы постепенно исчезают, но пойменные тополевые и ивовые леса остаются; песчаная надлуговая терраса занята песчаной степью с отдельными березовыми и дубовыми колками в понижениях; на суглинистых надлуговых террасах в западинах — пресные и солончаковые луга, первые на хорошо промытых почвах; водоразделы безраздельно заняты степью.

Кроме того, по правым высоким коренным берегам рек как в лесостепи, так и особенно в степной зоне очень часто развиты обнажения более или менее каменистых пород, со специфической растительностью.

Остановимся вкратце на изменениях в растительности лесостепи с запада на восток.

В наиболее западной части лесостепной зоны, на запад от Днепра, лесостепь сильно облесена, особенно в средней и в южной части. Довольно сильно облесена также часть, непосредственно примыкающая к Полесью. Однако между обширными лесными массивами северной и средней части лесостепи находится полоса, вытянутая с запада на восток, в пределах которой в прошлом преобладали степи над лесами. Характерной чертой широколиственных лесов этой западной лесостепи является значительное участие в них граба.

К востоку от Днепра располагается обширная Приднепровская (Левобережно-Днепровская) низменность (террасовая равнина). Рельеф здесь равнинный; для слабо эродированных водоразделов очень характерен западинный мезо- и микрорельеф. В пределах этой низменности, помимо луговых степей, широкое развитие получают остепненные луга, а в западинах — более или менее солончаковатые луга, болотные группировки, заросли ив, иногда тополевые рощицы («кусты»). Кроме того, широкое развитие получают группировки, свойственные солонцам (типчаковые и полынно-типчаковые).

Далее к востоку, в верховьях левых притоков Днепра — Сулы, Псла, Ворсклы, а также правых притоков р. Донца — рр. Уды и Мож, леса сосредоточены по правым берегам этих рек и притом в средней и южной частях лесостепи. Лесистость в прошлом здесь была, видимо, меньше, чем к западу от Днепра. В этих лесах также встречается граб, но только на восток до линии Полтава — Нежин.

Через верховья указанных притоков Днепра и Донца проходит граница, имеющая провинциальное значение.[2] Эта граница проходит приблизительно через следующие пункты: Рыльск, Белгород, Волчанск, Чугуев, Змиев. Эта линия служит границей распространения как для ряда лесных,

[1] Эта схема остается почти неизменной и для более северной части степной зоны. Однако здесь водораздельные леса отсутствуют и дубравы приурочены обычно к балкам (байрачные леса).

[2] Вернее субпровинциальное.

так и особенно степных видов. Так, к западу от этой границы не встречаются следующие восточные степные виды: из дерновинных злаков *Stipa rubens*, *Avena Schelliana*; из разнотравья — *Salvia stepposa*, ряд восточных видов полыней и т. д.

К востоку от этой границы, в верховьях рр. Сейма, Оки, Донца и его левых притоков (Среднерусская возвышенность), наиболее крупные массивы широколиственных (дубовых) лесов приурочены также к правым берегам рек, главным образом в южной части лесостепи, а также к верховьям р. Дона. В области так называемой Тамбовской низменности, охватывающей левобережье р. Воронежа и верховье рр. Цны, Битюга и Вороны, характер рельефа, почвенного и растительного покрова очень близок к таковым Приднепровской низменности. Для Тамбовской низменности, кроме того, очень характерны осиновые кусты, приуроченные к западинам, иногда значительных размеров. Осиновые кусты, впрочем, встречаются и вне Тамбовской низменности, к востоку от последней.

По правобережью Волги далеко к югу спускается подзона широколиственных лесов (на юг до широты г. Петровска). Поэтому здесь лесостепная зона, сочетание луговых степей с широколиственными водораздельными лесами, почти выпадает; хотя, как увидим далее, некоторые черты лесостепного ландшафта сохраняются здесь в пределах уже степной зоны.

В пределах подзоны широколиственных лесов, в бассейне рр. Теши (правый приток Оки), Суры и Свияги, заключено несколько островов лесостепи: Арзамасский, Межпьянский или Сергачский и др.

К востоку от Волги до р. Белой обширные массивы широколиственных лесов сосредоточены в северной и средней частях лесостепи. Безлесными или более слабо облесенными остаются преимущественно левобережья рек.

Лесостепная зона принадлежит, как и соседние подзоны широколиственных лесов и разнотравно-типчаково-ковыльных степей, к числу наиболее освоенных в пределах Европейской части СССР. Это связано, во-первых, с благоприятными климатическими условиями, во-вторых, с чрезвычайно плодородными почвами этой зоны. Основная роль в земледелии принадлежит зерновым культурам, главным образом, пшенице и ржи, а из технических культур — сахарной свекле. Из технических культур довольно широко распространена также конопля. Широко развито плодоводство.

Б. Степная зона

Степная зона разделяется на две подзоны: 1) разнотравно-типчаково-ковыльных степей и 2) типчаково-ковыльных степей.

Подзона разнотравно-типчаково-ковыльных степей (фиг. 9) занимает северную часть степной зоны и тянется беспрерывной полосой от Бессарабии до Урала и, огибая последний с юга, уходит в Азиатскую часть СССР. Кроме того, имеется широкое ответвление этой подзоны, которое спускается к югу вплоть до предгорьев Кавказа.

В пределах этой подзоны леса уже связаны только или преимущественно с долинами рек или с балками. В долинах рек, в поймах встречаются поемные вязово-дубовые и ивово-тополевые леса; в пределах же песчаных надлуговых террас — сосновые и дубово-сосновые леса. Наиболее южными сосновыми лесами являются: Самарский бор на р. Самаре Днепровской,

сосновые леса по р. Донцу в месте впадения в последний рр. Красной и Боровой, Хреновский бор на р. Битюг (приток Дона), Бузулукский бор на р. Самаре Волжской.

Байрачные дубовые лески (в балках) разбросаны в пределах всей подзоны. Однако имеются районы, где эти лески наиболее обильны: 1) средняя часть Молдавской АССР; 2) между Донцом и Доном, в бассейнах рр. Оскола, Красной, Айдара, Деркула, Калитвы (приток Дона), а также между До-



Фиг. 9. Байрачный лесок с уничтоженным полезащитным в Старобельском округе УССР (фото Г. И. Дохман).

ном и нижним течением р. Хопра (Калачская возвышенность); 3) в Донецком кряже; 4) на правом берегу реки Волги, в бассейне реки Медведицы (южная часть Приволжской возвышенности).

Все это повышенные районы. В пределах подзоны разнотравно-типчаково-ковыльных степей нередко также встречаются водораздельные леса. Такие небольшие водораздельные леса известны на правобережье р. Донца, между Изюмом и Славянском, затем в Донецком кряже, а также на Приволжской возвышенности. Появление на этих возвышенностях водораздельных лесов является, видимо, проявлением зачаточной вертикальной зональности на равнине Европейской части СССР. Кроме того, несколько крупных водораздельных массивов широколиственных лесов (Шипов лес) известно для правого берега р. Осереды (левый приток р. Дона) в Воронежской области.

На этом широком пространстве между Днестром и Уралом состав растительности подзоны разнотравно-типчаково-ковыльных степей несколько меняется. При этом так же, как и для лесостепной зоны, здесь можно наметить несколько границ, меридионального или близкого к нему направления. Это будут: 1) долина Днепра, 2) линия, идущая от Киева на Артемовск, Каменскую на Донце и затем по Донцу до впадения его в Дон, 3) долина р. Волги. Особенное значение имеет вторая граница, являющаяся западным или восточным пределом распространения ряда степных видов.

В южной части Крымского полуострова при некотором повышении местности над уровнем моря (в предгорьях) снова появляются разнотравно-типчаково-ковыльные степи, разобщенные от аналогичных украинских степей обширными Причерноморскими сухими типчаково-ковыльными степями.

Подзона типчаково-ковыльных степей занимает южную часть степной зоны. На юге этой подзоны местами значительную роль играют полынно-типчаково-ковыльные и вообще опустыненные степи.

Эта подзона в Европейской части СССР не имеет характера сплошной полосы, на что обратил внимание еще Г. Н. Высоцкий (1915). Эта подзона состоит из трех обширных более или менее разобщенных отрезков: 1) Причерноморского, 2) Предкавказско-Нижнедонского и 3) Заволжского. Причерноморские сухие типчаково-ковыльные степи разобщены от Пред-



Фиг. 10. Растительность пода в районе г. Бердянска (на Украинской ССР). В левой части фотографии более глубокая часть пода с группировкой сусака *Butomus umbellatus*.

кавказско-Нижнедонских сухих степей обширным «мостом» Приазовских разнотравно-типчаково-ковыльных степей (см. выше). Предкавказско-Нижнедонские сухие степи граничат на востоке с полупустынней. Южная граница Заволжских сухих степей вблизи Волги проходит несколько севернее северной границы Предкавказско-Нижнедонских сухих степей; поэтому последние два отрезка типчаково-ковыльных степей друг с другом не контактируют.

Систематический состав типчаково-ковыльных степей в пределах этих отрезков обнаруживает некоторое своеобразие. Некоторые изменения в составе этих степей наблюдаются также в предкавказской части Предкавказско-Нижнедонского отрезка.

Для ряда районов, преимущественно равнинных и понижений, подзоны типчаково-ковыльных степей характерны «поды» (или «лиманы») — обширные, но очень неглубокие замкнутые понижения, весной наполняющиеся водой. Растительный покров подов очень динамичен. В более сухие годы, когда дно поля заливается только в наиболее глубоких местах, большая часть подов покрыта луково-степной растительностью, с преобладанием типчака (*Festuca sulcata*) и рядом характерных видов из разнотравья, как *Centaurea isatoides*, *Euphorbia virgata*, *Inula britannica* и др.; очень характерно

также луковичное растение *Ornithogalum Fischerianum*. В годы же влажные, когда с весны весь под заливается водой, которая задерживается до начала лета, под покрывается лугово-болотной растительностью, в состав которой входят пырей (*Agroryrum repens*), болотница (*Heleocharis palustris*), осока (*Carex melanostachya*), сусак (*Butomus umbellatus*) и др.; иногда встречаются даже водяные растения, как рдест (*Potamogeton nodosus*) (фиг. 10).

Степная зона в настоящий момент освоена почти целиком. Только на юге подзоны сухих типчаково-ковыльных степей, преимущественно на солонцеватых или песчаных почвах, сохранилось более или менее значительное количество целинных земель, используемых как выпасы или сенокосы. Основное направление сельского хозяйства в степной зоне — зерновое (главным образом, пшеница). Из технических культур на юге зоны, в причерноморских и приазовских районах, в последнее время широкое распространение получил хлопчатник; широко распространен, как техническая культура, также подсолнечник. Довольно широкое развитие имеет также плодоводство, а на юге зоны, в бассейне Нижнего Днестра, Днепра и Дона, особенно на более легких почвах, виноградарство.

VII. ПОЛУПУСТЫННАЯ И ПУСТЫННАЯ ЗОНЫ

На крайнем юго-востоке Европейской части СССР, опоясывая с северо-запада и севера Каспийское море, протянулась полоса полупустынных и пустынных пространств. Крайнее положение в ряду перехода от холодных областей полярного севера и влажных и теплых областей запада Европейского континента к жарким и сухим районам центральной части Евразиатского материка, занимает п у с т ы н н а я з о н а, заходящая в Европу своим крайним северо-западным отрогом, постепенно выклинивающимся от низовий р. Урала к устью Терека. Растительный покров этой зоны характеризуется редкостойностью слагающих его ксерофильных полукустарничков. Ксеротермическая обстановка, выражающаяся прежде всего в большой силе атмоферного испарения, при временном насыщении водой поверхностных горизонтов почвы обусловливает быстрое ее испарение, влекущее за собой отложение на поверхности растворенных в воде солей и поднятие в верхние горизонты почвы воднорастворимых солей из нижележащих горизонтов, что приводит к широкому развитию здесь солончаковых почв. Этот процесс выявляется при минимальных изменениях рельефа поверхности, обусловливая резкую комплексность почвенного и растительного покрова. Соответственно основную роль здесь играют ассоциации ксерофитных полукустарничков «пресных» и солончаковых местообитаний.

Севернее, где ксеротермические черты климата выражены менее резко, влага из поверхностных горизонтов почвы испаряется менее быстро. В связи с этим в западинках появляется возможность частичного промывания поверхностных горизонтов почвы, в результате чего формируются солонцовые почвы. Вместе с тем и на повышенных участках развиваются более мощные и более плодородные почвы, несущие на себе растительность степного типа.

Таким образом, на переходе к степной зоне выделяется переходная зона п о л у п у с т ы н ь, в плакорных условиях которой закономерно

чередуются обрывающие пестрые комплексы степные ассоциации ксерофильных злаков и пустынные группировки ксерофильных полукустарничков. В северной части этой зоны преобладают часто степные группировки, в составе которых, однако, постоянно имеют место отдельные представители пустынных полукустарничков, комплексирующиеся с пустынными ассо-



Фиг. 11. Передовой комплексной северной полупустыни; полынные пустынные группировки (на микровалорах); в западинах степные типчаково-тырсовые (*Stipa sareptana*) группировки; между рр. Уралом и Б. Узенем (фото И. Ф. Маслова).

циациями, в составе которых обычно имеются ксерофильные злаки. Это более остепненная полоса полупустынь выделяется в подзону северных полупустынь (фиг. 11).

Южные перевоз берут пустынные полукустарничковые группировки. Степные ассоциации здесь встречаются на валиках небольшими пятнами лишь по более промываемым западинам, однако постоянно участвуя в пестрых комплексах. Здесь резко выступает засоление почв и большую роль начинают играть ассоциации пустынных галофитов. Эта часть полупустынь именуется подзоной южных полупустынь.

Северные полупустыни в своем распространении совпадают с областью развития светло-каштановых почв, обычно комплексирующихся с солонцами и солонцеватыми почвами. Южные полупустыни и пустыни соответствуют зоне так называемых бурых почв, комплексирующихся с корковыми солонцами (южные полупустыни) и солончаковыми почвами и солончаками (пустыни).

1. Типы растительности полупустынной и пустынной зон[1]

Особенности климата юго-востока Европейской части СССР, выражающиеся в резкой летней засухе, вызываемой небольшим количеством летних

[1] Исследования способствовали биологическим типам растений полупустынной и пустынной зон более подробную их характеристику.

осадков при значительном повышении температур воздуха, обусловливает основной набор биологических и экологических типов растений. Здесь в плакорных условиях господствуют наиболее приспособленные к засушливому климату резко ксерофильные многолетние травы и полукустарнички. Однако ими одними далеко не ограничивается набор биологических типов растений. В условиях достаточного увлажнения здесь встречаются также виды, свойственные более северным областям. Таким образом, общий набор биологических типов растений в ксеротермических областях состоит из следующих основных групп.

1. Деревянистые растения, характеризующиеся многолетними древеснеющими стеблевыми побегами. Они представлены здесь как высокорослыми деревьями, так и более низкими кустарниками и приземистыми кустарничками. В описываемых зонах эти растения не встречаются в плакорных условиях, развиваясь лишь в обстановке добавочного грунтового или поверхностного увлажнения (в долинах рек, по промываемым депрессиям и т. п.).

2. Полудеревянистые растения, отличающиеся от деревянистых частичной однолетностью стеблевых побегов, опадающих в период летней жары или в конце вегетационного периода. Эти растения особенно характерны и специфичны для ксеротермических областей. В Европейской части СССР они представлены преимущественно приземистыми ксерофильными полукустарничками, к числу которых относятся многие полыни и полукустарничковые солянки, столь характерные для полупустынных и пустынных ассоциаций. Более высокие полукустарники заходят к западу от Урала лишь отдельными представителями, имея наибольшее распространение в пустынных областях средней и центральной Азии. К ним относятся встречающиеся здесь джузгуны (виды *Calligonum*), некоторые солянки и незаходящие в пределы Европы саксаулы.

3. Полутравянистые растения имеют однолетние надземные побеги, целиком отмирающие в конце вегетационного периода. Зато подземные побеги — многолетние и деревянистые, часто достигающие мощного развития и обусловливающие существование некоторых мезофильных форм в условиях периодического полного поверхностного иссушения почв. К ним относятся, например, широко распространенный в степных и пустынных ассоциациях полупустынь ромашник *(Pyrethrum achilleifolium)*, по общему облику напоминающий собою полынь, но с полностью отмирающими в конце вегетационного периода надземными органами. Сюда же относятся мезофильные солодки (*Glycyrrhiza glabra*, *G. uralensis*), обладающие мощными деревянистыми корневыми системами, верблюжья колючка (*Alhagi pseudoalhagi*), кендырь (*Apocynum sibiricum*) и некоторые другие растения, не играющие заметной роли в сложении растительного покрова описываемых районов.

4. Многолетние травянистые растения,[1] обладающие однолетними травянистыми надземными побегами и травянистыми же многолетними подземными частями. Среди них находит место основная масса обычных многолетних травянистых степных и луговых растений. Кроме того, особую группу составляют «эфемероиды» (см. выше). К их числу относятся живородящий мятлик (*Poa bulbosa* var. *vivipara*), некото-

[1] Эта группа в предыдущем разделе, посвященном лесостепной и степной зонам, разбита на ряд более мелких групп.

рые мелкие, вегетирующие весной осочки, тюльпаны, луки и т. п., в весенний период скрашивающие своей яркой зеленью и пестрыми цветами монотонный ландшафт полупустынных и пустынных пространств.

5. Однолетние травянистые растения, с однолетними травянистыми надземными и подземными частями. Среди них находят место многочисленные однолетники, участвующие в сложении различных ассоциаций и иногда формирующие самостоятельные группировки. Так же, как и среди травянистых многолетников, среди них выделяются длительно- и кратковегетирующие формы. К первым относятся многочисленные луговые и болотные однолетники, имеющие мезофильный характер, и резко ксерофильные растения сухих пустынных и солончаковых местообитаний. Последние (галофиты) обычно отличаются резкой суккулентностью (*Salicornia herbacea*, однолетние виды *Suaeda*, *Salsola* и т. д.). Кратковегетирующие однолетники именуются обычно «эфемерами». Сюда относятся мезофильные мелкие растения, населяющие в массе полупустынные и пустынные пространства, быстро развивающиеся в нежаркий и влажный весенний период и до наступления летней жары успевающие полностью закончить свой жизненный цикл.

Все эти биологические типы представлены обычно различными экологическими формами: ксерофитами, мезофитами, гидрофитами, дающими вариации, характерные для «пресных» и засоленных субстратов.

Кроме высших растений в полупустынях и пустынях подчас значительную роль играют также мхи, лишайники и синезёленые водоросли. Последние развиваются на поверхности почвы в западинках, где скапливаются весенние воды. При высыхании поверхностного горизонта почв жизнедеятельность низших растений замирает и до следующего увлажнения на поверхности почвы виднеются сухие, безжизненные корочки и налеты черного, бурого, серого и белого цветов.

Перечисленный набор основных биологических и экологических форм растений определяет типологический состав растительного покрова полупустынной и пустынной зон. Определяя типы растительности господством основных экологических форм различных биологических типов растений, в пределах полупустынной и пустынной зоны можно выделить следующие основные типы растительности:

1. Леса — ассоциации мезофильных деревьев.
2. Пустыни — ассоциации ксерофильных полукустарничков.
3. Лугово-полутравянистая растительность — ассоциации мезофильных полутравянистых растений.
4. Луга — ассоциации мезофильных многолетних травянистых растений.
5. Степи — ассоциации ксерофильных многолетних травянистых растений.
6. Гидрофитная многолетне-травянистая растительность — ассоциации гидрофильных многолетних травянистых растений.
7. Пустынно-однолетниковая растительность — ассоциации ксерофильных однолетних травянистых растений.

Между всеми этими основными типами растительности существует ряд постепенных переходов, обусловливающих выделение в их пределах переходных групп ассоциаций.

2. Пустыни

Пустынный тип растительности делится далее на северные, настоящие и «сазовые» (периодически обильно увлажняемые) пустыни.

Пустыни. Наибольшим распространением в Европейской части СССР пользуются северные пустыни, слагаемые в основном полукустарничками северных географических циклов, имеющих несколько менее ксерофитный характер по сравнению с населяющими центральные части пустынной зоны. Для многих ассоциаций северных пустынь характерно значительное обилие степных злаков (остепненные пустыни). Среди северных пустынь этой части СССР наиболее характерными являются белополынные пустыни.

Основу их составляет белая полынь (*Artemisia maritima* var. *incana*). Из полукустарничков здесь обычно присутствуют прутняк или изень (*Kochia prostrata*) и австрийская полынь (*Artemisia austriaca*). Характерным является также обилие полутравянистого растения— ромашника, (*Pyrethrum achlleifolium*), которая достигает особенно большого развития в полупустынной зоне. Здесь она распространена как в пустынных, так и в степных ассоциациях. Из степных злаков наибольшего обилия здесь достигает типчак (*Festuca sulcata*), в отдельных случаях играющий не меньшую роль, чем полынь и ромашник. Кроме того, иногда встречаются и некоторые ковыли (*Stipa sareptana*, *S. capillata*, *S. Lessingiana*) и некоторые другие степные травы. В отдельных случаях значительного обилия достигают вегетирующие весной и в начале лета и выгорающие к началу июня эфемероиды: мятлик живородящий (*Poa bulbosa* var. *vivipara*), осочка (*Carex uralensis*), некоторые тюльпаны, луки, рябчики и т. п. Большого разнообразия в этих ассоциациях иногда достигают мхи (*Ceratodon purpureus*, *Tortula ruralis*), напочвенные лишайники (*Acarospora*, *Cetraria*, *Cladonia*, *Diploschistes*, *Parmelia*) и водоросли (*Stratonostoc*, *Microcoleus*, *Scytonema*).

Эти ассоциации обычно не занимают крупных площадей, комплексируясь со степными и другими пустынными ассоциациями. Они приурочены к пятнам глубокостолбчатых солонцов (северные полупустыни), солонцеватым светлокаштановым (южные пустыни) и так называемым бурым (пустыни) почвам.

В отдельных районах не меньшую роль играют чернополынные пустыни, характеризующиеся доминантной ролью черной полыни (*Artemisia pauciflora*). Многие ботаники относят эти ассоциации к настоящим пустыням, однако преимущественное распространение черно полынных пустынь в полупустынной зоне и тесная связь их с белополынными и некоторыми степными ассоциациями заставляют рассматривать их как переход к галофитному варианту северных пустынь. В сложении их, кроме черной полыни, обычно принимают участие еще прутняк, изень, камфоросма (*Camphorosma monspeliacum*), часто характерным является присутствие ромашника и иногда типчака и ковылей. Эфемероиды в черно полынниках встречаются только единично. Зато низшие растения здесь представлены большим разнообразием видов и некоторые из них часто достигают значительного развития. Так, здесь часто обильны некоторые мхи (*Bryum argenteum*, *B. caespiticium*, *Pterygoneurum subsessile*), из лишайников в большом обилии встречаются виды *Collema* и *Parmelia*, а единично—многие дру-

гие: *Dermatocarpon*, *Aspicilia*, *Cladonia*, *Acarospora*, *Squamaria*, *Diploschistes* и др. На поверхности почвы в большом количестве встречаются слоевища водорослей (*Stratonostoc*, *Microcoleus*, *Scytonema*). Обилие в этих ассоциациях низших растений объясняется тем, что черно-полынные пустыни развиваются на корковых солонцах по мелким блюдцеобразным впадинам, где дольше задерживаются на поверхности снеговые и дождевые воды, подпираемые снизу плотным солонцовым горизонтом. Черно-полынные пустыни особенно сильное развитие получают в пределах Прикаспийской низменности, где широкое распространение имеют корковые солонцы, часто занимающие значительные площади.

Примером галофитного варианта северных пустынь являются ассоциации кокпека (*Atriplex cana*), широко распространенные в подзоне южных полупустынь. Эти ассоциации развиваются на солонцовых и солончаковых почвах по днищам глубоких бессточных депрессий. Кроме господствующего кокпека, в их сложении часто принимают участие черная полынь, камфоросма (*Camphorosma monspeliacum*), кермек (*Statice suffruticosa*), иногда встречается ромашник и типчак.

Кроме указанных севернопустынных ассоциаций в Европейской части СССР из группы северных пустынь встречаются еще ассоциации астраханской полыни (*Artemisia astrachanica*) и песчаной полыни (*Artemisia arenaria*), развивающиеся на рыхлых песчаных почвах. Однако они не играют столь значительной роли в общем ландшафте полупустынной и пустынной зон.

Настоящие пустыни в описываемых пределах представлены галофитным вариантом. «Пресные» полынные ассоциации настоящих пустынь появляются лишь восточнее Урала. Наибольшим распространением из настоящих галофитных пустынь здесь пользуются биюргунники — ассоциации биюргуна (*Anabasis salsa*), в большинстве случаев представленные чистыми зарослями этой полукустарничковой солянки. Они развиваются на солончаковых почвах, занимающих в южном Прикаспии значительные пространства.

Сазовые пустыни. В условиях периодического избыточного увлажнения, сменяющегося полным поверхностным высыханием, в этих широтах обычно сопровождающегося максимальной концентрацией водорастворимых солей в поверхностных горизонтах почв, настоящие и остепненные пустыни сменяются «сазовыми» пустынями.

Они представлены здесь преимущественно ассоциациями сарсазана (*Halocnemum strobilaceum*), широко распространенными на солончаках пустынной зоны и играющими значительную роль на берегах соленых озер в пределах полупустынной зоны. В случаях крайнего засоления кусты сарсазана разбросаны редкими кочкообразными подушками на поверхности, лишенной каких-либо других растений, солончаковой почвы. При меньшем засолении среди кустов сарсазана появляются однолетние солянки (*Salicornia herbacea*, *Suaeda* и *Salsola*), солончаковый злак ажрек (*Aeluropus littoralis*) и иногда чахлые побеги тростника.

В полупустынной зоне сарсазановые ассоциации часто замещаются обионовыми (*Atriplex verrucifera*), часто окаймляющими сарсазановые полосы по периферии солончаковых бессточных впадин.

3. Степи

Другим ландшафтным типом растительности описываемых районов является степной. Наибольшего развития достигают здесь опустыненные степи, местами даже доминирующие в подзоне северных полупустынь и являющиеся подчиненным, но непременным компонентом южных полупустынных комплексов.

В этом районе распространены преимущественно ассоциации сарептского ковыля (*Stipa sareptana*), в строении которых не меньшую роль, чем этот ковыль, играет типчак (*Festuca sulcata*). Кроме того, очень характерно постоянное присутствие ромашника (*Pyrethrum achilleifolium*). Часто в значительном обилии встречаются также белая и, реже, черная полыни. Из степных растений более обычны пустынный пырей (*Agropyrum desertorum*), тонконог или кипец (*Koeleria gracilis*), иногда появляются вострец или синец (*Agropyrum ramosum*) и некоторые ковыли (*Stipa capilata*, *S. Lessingiana*). Большую роль часто играют эфемероиды: мятлик живородящий, в меньшей степени некоторые тюльпаны, луки и осочки. Так же, как и в ассоциациях остепненных пустынь, обычны напочвенные лишайники (*Acarospora*, *Diploschistes*, *Parmelia*) и водоросли (*Stratonostoc*, *Microcoleus*, *Scytonema*), а иногда встречается и мох (*Bryum caespiticium*). Эти ассоциации развиваются на светлокаштановых почвах, занимающих в зоне северных полупустынь выравненные (наиболее плакорные) участки, а южнее появляющиеся в промываемых незасоленных понижениях.

В условиях большого выщелачивания почв, по дренированным более глубоким западинам и ложбинам, встречаются участки настоящих степей, представленные преимущественно ковылковыми и тырсовыми ассоциациями (ковылок — *Stipa Lessingiana*, тырса — *Stipa capillata*). В их сложении, кроме богатого двудольного разнотравья, обычно принимают участие некоторые кустарники (наиболее обычна *Spiraea hypericifolia*). Кроме того, настоящие степи встречаются на песчаных почвах, в виде песчано-ковыльных (песчаный ковыль — *Stipa Joannis* var. *sabulosa*) и эркековых (*Agropyrum sibiricum*) ассоциаций. Последние иногда занимают значительные площади по песчаным равнинам в низовьях рек, теряющихся у подножья песчаных массивов в пределах Прикаспийской низменности.

4. Пустынно-однолетниковая растительность

Кроме пустынного и степного типов растительности в сложении растительного покрова полупустынной и пустынной зон принимают участие и некоторые другие, не играющие столь большой, как первые, роли. Среди таковых наиболее своеобразным в пределах Европейской части СССР и характерным для определенных экологических условий является тип пустынно-однолетниковой травянистой растительности, слагаемый ассоциациями ксерофильных травянистых однолетников. Этот тип растительности представлен преимущественно галофитными ассоциациями, развивающимися на солончаках и большей частью являющимися одними из первых звеньев в ряду освоения еще незанятых растительностью засоленных субстратов. Большинство этих ассоциаций связано с периодическим избыточным увлажнением. Сюда относятся ассоциации солероса (*Salicornia herbacea*), некоторых видов шведок (*Suaeda*) и петросимонии (*Petrosimonia*), образующих обычно чистые, густые заросли по берегам засоленных водоемов. Широкая

полоса подобных ассоциаций опоясывает северное побережье Каспийского моря. Развитие почвообразовательных процессов на территориях, постепенно освобождающихся от ежегодного длительного заливания солеными водами, обусловливает появление среди однолетних галофитов галофитно-луговых или галофитно-полукустарничковых растений, приводящих в дальнейшем к смене однолетниковых ассоциаций луговыми или сазово-пустынными.

К «пресному» варианту этого типа растительности относятся ассоциации «сухих» (не суккулентных) ксерофитов. Таковыми являются, например, ассоциации эбелека (*Ceratocarpus arenarius*) и курая (*Salsola ruthenica*), большей частью появляющиеся в качестве антропогенных образований на распаханных или сбитых скотом участках. [1]

5. Луга

В условиях постоянного грунтового увлажнения в полупустынной и пустынной зонах встречаются остепненные, настоящие и болотистые луга. По своему характеру они в значительной степени повторяют те же ассоциации степной и, даже, лесной зон, почему останавливаться на их характеристике не имеет смысла. Укажем лишь, что для описываемых зон чрезвычайно характерно широкое развитие галофитных вариантов лугов. Галофитные настоящие луга представлены преимущественно ассоциациями ажрека (*Aeluropus littoralis*) и бескильницы (*Atropis dolicholepis*), которые обычно опоясывают впадины солоноватых водоемов и встречаются на засоляющихся вторых террасах речных долин. Галофитные остепненные луга в виде ассоциаций волоснеца (*Aneurolepidium angustum*) встречаются на надпойменных террасах рек и отдельными участками в озерных котловинах. В условиях периодически избыточного солоноватого увлажнения развиваются галофитные болотистые луга, состоящие из приморской нюньки (*Bulboschoenus maritimus*) и солончакового ситника (*Juncus Gerardi*). Вместе с тем в поймах рек и по впадинам, занятым пресными озерами, большую роль играют и «пресные» луговые ассоциации. Здесь в условиях постоянного избыточного увлажнения встречаются болотистые луга, среди которых основную роль играют тростниковые ассоциации. [2]

На незасоленных, достаточно и равномерно увлажняемых почвах развиваются пырейные, костровые и некоторые другие настоящие луга, обычные на повышенных участках пойменных террас. Выше они сменяются остепненными вейниковыми (с *Calamagrostis epigeios*) и другими луговыми ассоциациями, в составе которых уже появляются некоторые степные растения.

---

[1] Подобная пустынно-однолетниковая растительность встречается и в пределах степной зоны. Здесь довольно часто встречаются группировки из тех же однолетних солянок по берегам соленых водоемов (особенно в приморских районах). Обычны также группировки эбелека (окраины дорог) и курая (по жнивью).

[2] Следует отметить, что тростник *Phragmites communis* имеет широкую экологическую амплитуду, образуя густые заросли как по окраине пресных, так и солоноватых водоемов, но в последнем случае он обычно в большей или меньшей степени угнетен, что выражается в менее мощном росте его, преобладании вегетативных побегов и изреживании травостоя; здесь между стеблями тростника часто появляются некоторые солянки.

6. Лугово-полутравянистая растительность

Экологически близкими к луговым ассоциациям являются лугово-полутравянистые, в описываемых частях СССР представленные преимущественно ассоциациями солодок (*Glycyrrhiza glabra*, *G. uralensis*), особенно характерными для долины р. Урала. [1]

7. Леса

В долинах рек луга обычно чередуются с лесами, не имеющими сколько-нибудь значительного распространения в полупустынной и пустынной зонах. Они представлены преимущественно небольшими участками ивняков (главным образом *Salix alba*). Кроме речных долин лесные группировки встречаются в пределах полупустынной зоны в балках и на песках, увлажненных скатывающимися в них водами бессточных речных систем (Нарынские пески). Здесь, кроме некоторых ив, встречаются тополя, вяз, осина и некоторые другие древесные породы.

8. Гидрофитная растительность (растительность болот и водоемов)

Последним звеном в экологическом ряду полупустынной и пустынной зон является гидрофитная, многолетне-травянистая растительность, представленная ассоциациями водных (кувшинки, *Potamogeton*) и полупогруженных растений (рогозы, ежеголовник и пр.), занимающих староречья и мелкие пресные озера.

9. Основные черты географического распределения растительности полупустынной и пустынной зон

Все перечисленные ассоциации в различных частях полупустынной и пустынной зон сочетаются в различных соотношениях, в зависимости от наличия и соотношения обусловливающих их существование экологических условий. Эти моменты удобнее охарактеризовать отдельно по каждой зоне и подзоне.

А. Полупустынная зона

Полупустынная зона занимает восточные части Ставропольского поднятия и Ергеней и северную, бóльшую, часть Прикаспийской низменности, переходя далее, за Уралом, в Азиатскую часть Союза.

Подзона северных полупустынь протягивается по всем указанным выше геоморфологическим отдельностям, своим внешним краем соприкасаясь с зоной степей. Различия геологического строения и соприкосновение в каждом случае с флористически самобытными районами определяют своеобразие состава и соотношения видов в господствующих ассоциациях различных частей этой подзоны.

Господствующим в плакорных условиях всюду является комплекс опустыненных степей и северных пустынь. На территории Ставропольского поднятия в степных ассоциациях плакора обычно значительную роль играют ковыли: ковылок (*Stipa Lessingiana*) и тырса (*Stipa capillata*), а иногда встречается *Stipa pulcherrima*, отсутствующий в остальных частях этой подзоны.

---

[1] Подобная «лугово-полутравянистая растительность» из тех же солодок, а также некоторых других видов, встречается и в пределах степной зоны, но также не имеет широкого распространения.

В пустынных ассоциациях, кроме обычных для полупустынь белой и черной полыней, характерно присутствие крымской полыни (*Artemisia taurica*), роднящий данный район с Причерноморьем и полуостровом Мангышлак.

Для восточных Ергеней характерны комплексы типчаковых, типчаково-белополынных и чернополынных ассоциаций, обычно с большим обилием ромашника. Подобные же комплексы характерны и для северных полупустынь Прикаспийской низменности, но здесь большую роль играет ассоциация сарептского ковыля, а на юге по депрессиям появляются биюргуновые пустыни. При более легком механическом составе почв чернополынные ассоциации обычно полностью заменяются белополынными. Это особенно характерно для восточных Ергеней, где по склонам оврагов на супесчаных почвах чернополынные участки вершин увалов полностью сменяются белополынными. При еще большей опесчаненности развиваются песчано-ковыльные степи.

В более глубоких впадинах, особенно характерных для Прикаспийской низменности, появляются участки настоящих степей и кустарниковые заросли из *Spiraea hypericifolia*, *Amygdalus nana*, *Caragana frutex*. Здесь же по разливам рек значительную роль играют пырейные и бескильницевые луга, часто чередующиеся с участками пустынных обионовых и сарсазановых ассоциаций. Вне пределов Каспийской низменности луга не играют значительной роли, встречаясь полосами лишь в речных долинах. Леса в Прикаспии встречаются только в пойме рр. Волги и Урала, где они представлены преимущественно зарослями белой ивы и лишь на севере появляются дуб, осокорь и вяз. Кроме того, заросли кустарниковых ив (*Salix purpurea*, *S. cinerea*, *S. caspica* и др.) встречаются здесь на песчаных гривах.

В других частях северно-полупустынной подзоны лесная растительность более разнообразна. Так, по речным долинам и по обильно увлажняемым склонам оврагов восточных Ергеней встречаются лески, состоящие из вяза, дуба, осины, яблони и других древесных пород с богатым кустарниковым и травянистым покровом, а на дне балок, среди луговых участков, встречаются заросли кустарниковых ив (*Salix purpurea*, *S. cinerea*, *S. caspica* и др.). По лощинам и балкам Ставропольского поднятия распространены заросли крушины (*Rhamnus Pallasii*), терна (*Prunus spinosa*), боярышника (*Crataegus monogyna*), *Cornus sanguinea*, *C. mas* и некоторых других кустарников, а в долинах рек встречаются лесные участки из дуба, ясеня, карагача, яблони, осокоря и ветлы.

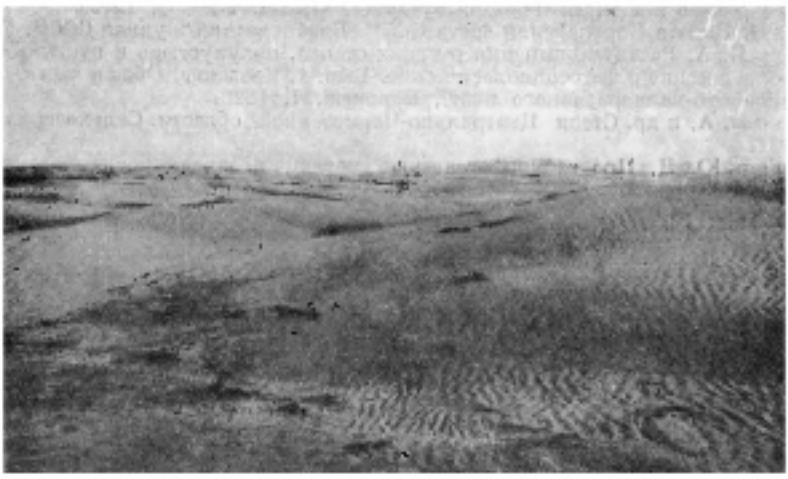
Подзона южных полупустынь занимает среднюю часть Прикаспийской низменности, протягиваясь постепенно расширяющейся на с.-в. полосой от низовий Терека до р. Урала. В плакорных условиях здесь господствует комплекс белополынных типчаковых опустыненных степей с белополынными, чернополынными, кокпековыми и биюргуновыми пустынными ассоциациями, образующий пестрый рисунок на равнинных глинистых пространствах. На опесчаненных почвах из пустынных ассоциаций преобладает белополынная. Комплексность здесь скрадывается и часто на значительных пространствах закономерно сочетаются в равных соотношениях степные и пустынные растения. На песчаных почвах, кроме того, характерен эркек (*Agropyrum sibiricum*), ассоциации которого особенно сильно развиты в Нарынских песках. На бугристых песках к эркеку присоединяются песчаные полыни (*Artemisia inodora*, *A. arenaria*), сменяющие здесь белую полынь. Тут же иногда встречаются участки песчано-ковыль-

ных степей (со *Stipa Joannis* и *Festuca Beckeri*). На выщелоченных песках обычны кусты ив (*Salix rosmarinifolia*, *S. caspica* и др.), а в Прикаспийских песках встречаются тополевые рощи (*Populus alba*, *P. hybrida*, *P. nigra*), то лиственные подлески, то сопровождаемые рядом кустарников (виды *Salix*, *Rosa*, *Elaeagnus* и др.). В котловинах между песчаными буграми иногда встречаются густые заросли тростника, в случаях сильного засоления почв сменяющиеся различными галофитными ассоциациями.

В хозяйственном отношении полупустынная зона является переходным районом от земледельческих областей степной зоны к скотоводческим пустыням. Глинистые равнины, с комплексным растительным покровом, представляют собой пестбищные угодья, трудно осваиваемые под земледелие в результате пестроты почвенного покрова и обилия засоленных почв. Кроме того, богарное земледелие подвержено здесь пагубному влиянию засушливого климата. Однако в отдельных районах земледелие является основным видом хозяйства. Земледелие развито на песчаных террасах полупустынных рек и на равнинных песках, снабжаемых водой теряющихся в них мелких речек. Здесь имеет место устойчивое богарное земледелие (преимущественно пшеница) и в перспективе возможно создание виноградников.

Б. Пустынная зона

Пустынная зона занимает в Европейской части СССР крайний юго-восточный угол, протягиваясь сравнительно широкой полосой вдоль северного побережья Каспийского моря от устья Терека до дельты Урала. В растительном покрове здесь господствует пустынный комплекс белопо-



Фиг. 12. Разбитые прикаспийские пески (фото А. Г. Гаеля).

лынных и биюргуновых ассоциаций. Иногда в комплекс входит еще ассоциация кокпека (*Atriplex cana*). По восточным окраинам, особенно характерным в приморье, преобладают солончаки и соры, то совершенно лишенные растительности, то на значительных пространствах покрытые сарсазанниками (ассоциации *Halocnemum strobilaceum*). На песчаных почвах комплексность сглаживается: преобладают белополынные ассоциации. На Волго-Уральском водоразделе песчаная равнина исчерчена небольшими,

но частыми, и потому играющими большую роль в ландшафте, участками разбитых песков. Их возникновение здесь связывают с нерегулируемой пастьбой скота, приведшей к развеванию супесчаных и песчаных почв и образованию лишенных растительности сыпучих барханов (фиг. 12).

В депрессиях, надолго заливаемых пресными водами, и в поймах рек развиты пырейные, камышевые и ситниковые луга, в речных долинах чередующиеся с ивовыми, тополевыми и лоховыми (*Elaeagnus angustifolia*) рощицами.

Пустынная зона является исключительно скотоводческим районом. Земледелие возможно здесь только поливное, но оно не имеет пока значительного распространения.

ЛИТЕРАТУРА

Алехин В. В. Растительность СССР в ее основных зонах. В кн. Г. Вальтер, В. В. Алехин. Основы ботанической географии. М.—Л., 1936.

Берг Л. С. Ландшафтно-географические зоны СССР, ч. 1. М.—Л., 1931; изд. 2-е, Л., 1936.

Буш Н. А. Ботанико-географический очерк Европейской части СССР и Кавказа. Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1936.

Высоцкий Г. Н. Ергеня. Культурно-фитологический очерк. Тр. Бюро по прикл. ботанике, 1915.

Вульф Е. В. Историческая география растений. М.—Л., Изд. Акад. Наук, 1936.

Гордягин А. Я. Растительность Татарской республики. Географическое описание Татарской республики. ч. I. Казань, 1921.

Городков Б. Н. Растительность тундровой зоны СССР. Л., Изд. Акад. Наук, 1935.

Гроссет Г. Э. Лес и степь в их взаимоотношениях в пределах лесостепной полосы Восточной Европы. Воронеж, 1930.

Димо Н. А. и Келлер. Б. А. В области полупустыни. Саратов, 1906.

Доктуровский В. С. Торфяные болота. ОНТИ. М.—Л., 1932.

Кац Н. Я. Болота Европейской части СССР. Ботанический журнал СССР, **21**, 1936.

Келлер Б. А. Растительный мир русских степей, полупустынь и пустынь. Очерки экологические и фитосоциологические. Вып. 1. Введение. Общая часть. Тр. Гос. солонцово-мелиоративного инст., Воронеж, **1**, 1923.

Келлер Б. А. и др. Степи Центрально-Черноземной области. Сельхозгиз, М.—Л., 1931.

Клеопов Ю. Д. Про геоморфогенетичн. мотиви розвитку рослинного вкриття. УСРР. Журн. Інституту ботаніки УАН, Київ, **5** (13), 1935.

Козо-Полянский Б. М. В стране живых ископаемых. Учпедгиз. М. 1931.

Коржинский С. И. Растительность России. Словарь Брокгауз и Ефрон, **27**, А., 1899.

Лавренко Е. Нарис рослинности України. В кн. Г. Махова «Грунти України». Харків, 1930.

Новопокровский И. В. Естественно-исторические районы Юго-Востока России (Донская обл., Северный Кавказ, Черноморская губ.). Сб. «Юго-Восток». Ростов-на-Дону, 1922.

Пачоский И. К. Основные черты развития флоры Юго-Западной России. Записки Новорос. общ. ест., **34**, 1910. Прилож.

Растительность Каспийской низменности между реками Волгой и Уралом (работы Б. А. Келлера, Г. Н. Новикова и Ф. Ф. Лейсле). М.—Л., Изд. Акад. Наук, 1936.

Спрыгин И. И. Растительный покров Средневолжского края. Самара—Москва, 1931.

Сукачев В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства. Л., Изд. Ленинград. лесн. инст., 1926.

Сукачев В. Н. и др. Дендрология с основами лесной геоботаники. Л., Гослестехиздат, 1934.

Танфильев Г. И. Главнейшие черты растительности России. Дополнение к книге Е. Варминга «Распределение растений». Изд. Брокгауз и Ефрон, СПБ., 1902.

Шенников А. П. Принципы ботанической классификации лугов. Советская ботаника, **5**, 1935.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
П О Ч В Е Н Н Ы Й И Н С Т И Т У Т И М. В. В. Д О К У Ч А Е В А

А. А. РОДЭ

ОБРАЗОВАНИЕ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ

I. ВВЕДЕНИЕ

Образование подзолистой почвы, как и всякий почвообразовательный процесс, представляет собой совокупность следующих групп явлений:

а) распад минеральных и органических соединений как исходного субстрата (материнской породы), так и тех веществ, которые поступали в почву в течение всего периода ее существования (растительный отпад, вещества, приносимые ветром, осадками, грунтовыми водами и т. д.);

б) перемещение продуктов распада, а также и исходных веществ в почвенной толще под действием преимущественно воды, а также растений, роющих животных и пр.;

в) аккумуляция мигрирующих веществ в разных частях почвенной толщи, в результате выпадения из растворов, взаимного осаждения и т. д., и образование, в результате их взаимодействия между собой и с веществами исходного субстрата, новых соединений;

г) механическое перемещение по поверхности почвы ее частиц (смыв, эоловые явления и т. д.);

д) обмен веществ в системе почва—растение.

Развитие всех этих явлений в течение того или иного промежутка времени приводит к формированию почвенного профиля с определенной морфологией, отражающей результаты перечисленных явлений, причем этот профиль может быть охарактеризован определенным сложным (погоризонтным) балансом отдельных соединений. В каждом горизонте данного почвенного профиля мы находим то или иное количество новых соединений, которых в первичной породе не было, и наоборот, констатируем исчезновение ряда соединений, содержавшихся в ней. На ряду с этим содержание других соединений, входивших в состав материнской породы, может увеличиваться или уменьшаться.

Почвообразовательный процесс непрерывен во времени. В зависимости от сочетания скоростей отдельных слагающих его явлений, которые, вообще говоря, находятся в сложной взаимосвязи друг с другом и с рядом внешних и внутренних (по отношению к почве) факторов, почвообразовательный процесс проходит ряд стадий, каждая из которых может быть характеризована некоторым сложным количественным балансом и соответствует опре-

деленному почвенному типу. В пределах этого типа количественный баланс может варьировать в некоторых определенных пределах. Переход за эти пределы вызывает уже изменение существенных качеств почвы и знаменует собой переход ее в другой тип, а почвообразовательного процесса — в другую стадию.

Существенным свойством явлений, слагающих почвообразовательный процесс, является их цикличность. Эти явления можно подразделить по признаку величины периода их воспроизводимости на ряд циклов, среди которых можно наметить два основных. Первый из них относится преимущественно к соединениям первоначального субстрата, претерпевающим медленные изменения, которые даже для более или менее продолжительного промежутка времени являются невоспроизводимыми и цикличность которых мы можем лишь постулировать с большей или меньшей вероятностью. Этот цикл будем условно называть вековым. Второй цикл, который мы будем условно называть «годичным», относится преимущественно к соединениям органического происхождения, которые возникают вновь ежегодно, хотя полный цикл их превращения может охватывать и ряд лет. Впрочем, в этот цикл могут входить явления, не связанные непосредственно с биологическими процессами, как например, передвижение веществ, вызываемое сезонными колебаниями уровня грунтовых вод.

Само собой разумеется, что процессы «векового» цикла и цикла «годичного» очень тесно связаны между собой, но развиваться они могут до известной степени и независимо друг от друга.

Полное изучение почвообразующего процесса должно охватывать оба эти цикла.

В силу ряда причин, почвоведение до сего времени изучало преимущественно процессы, входящие в «вековой» цикл. Объясняется это, главным образом, применением того метода, который и до сего времени господствует в почвоведении, — метода статического. При этом методе исследуются состав и свойства почвы на образцах, взятых в какой-то более или менее случайный момент времени, т. е. ее статика, и на основании этого изучения, путем более или менее правильных умозаключений, создается представление о процессе, приведшем к образованию данной почвы. Если этот метод вполне законен и неизбежен при изучении «векового» цикла, то совершенно ясно, что для изучения «годичного» цикла, где свойства и состав меняются в очень короткие промежутки времени, этот метод непригоден.

Вследствие этого наши представления о почвообразовательных процессах в настоящее время неизбежно страдают односторонностью. Однако и статический метод не дал почвоведению всего, что он мог бы дать, так как при исследовании той или иной почвы изучались ее состав (т. е. относительные количества веществ) и свойства, но, как правило, игнорировалась масса почвы, т. е. абсолютные количества веществ. Вследствие этого мы лишены возможности точного подсчета баланса веществ, который, как мы видели, должен характеризовать собою почвообразовательный процесс и который, по нашему убеждению, должен лечь в основу рациональной почвенной классификации, основанной на внутренних признаках самой почвы, а не на сочетаниях внешних факторов.

II. МОРФОЛОГИЯ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ

Полный профиль подзолистой почвы под лесом слагается из следующих горизонтов:

а) подстилки, мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Этот горизонт принято изображать символом A_0. Он окрашен в бурые тона разных оттенков и интенсивности до черного включительно. Состоит из растительных остатков различной степени разложения, переплетенных гифами грибов. Во многих случаях этот горизонт имеет повышенную мощность (до 10—20 см) и приобретает одновременно торфянистый характер. Почва с таким горизонтом называется торфянисто-подзолистой, а торфянистый горизонт некоторыми авторами обозначается символом Т;



Фиг. 1. Подзолистая почва на валунной супеси.

б) перегнойно-аккумулятивного горизонта, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Этот горизонт принято обозначать символом A_1. Он окрашен обыкновенно в серый или бурый цвет различной интенсивности и с разными оттенками. По сложению этот горизонт бывает обычно довольно рыхлым, иногда бесструктурным, иногда же с мелкокомковатой структурой, иногда переходящей в пластинчатую (фиг. 1 и 2);



Фиг. 2. Разрез подзола на валунной глине.

в) подзолистого горизонта, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров, обозначающегося символом A_2. Окрашен в светло-серый, почти до белого цвета, иногда с палевым оттенком. Иногда бесструктурный, иногда с непрочной, но отчетливо выраженной пластинчатой или листоватой структурой;

г) иллювиального горизонта, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Обозначается буквой В. Окрашен в бурые, рыжие, красноватые, более или менее темные тона. Отличается по сравнению как с материнской породой, так и с вышележащими горизон-

тами, большей плотностью, доходящей иногда до сплошной сильной цементации. На суглинистых материнских породах обычно имеет хорошо выраженную многогранную структуру, постепенно укрупняющуюся книзу и делающуюся менее отчетливой при переходе в материнскую породу;

д) материнской породы, с характерными для нее признаками, обозначаемой буквой С.

Полная мощность профиля подзолистой почвы, включая верхние горизонты материнской породы, измеряется чаще всего величиной порядка одного метра, колеблясь от 20 см (карликовые подзолы Новой Земли) до 1.5 и даже 2 м.

Таков полный профиль подзолистой почвы. Однако в своем типичном выражении он встречается далеко не всегда. Горизонт A_0 может отсутствовать (почвы пахотных угодий, дерново-подзолистые почвы лугов). Может отсутствовать горизонт A_1, так что под горизонтом A_0 идет сразу A_2 (так называемые подзолы). Может не быть развитым горизонт A_2. В этом случае почвы носят название слабо подзолистых или скрыто подзолистых.

Отдельные горизонты в некоторых случаях, по тем или иным причинам, разделяются на подгоризонты, которые обозначаются теми же буквами с цифровым индексом: A_1' и A_1'' или B_1, B_2, B_3 и т. д.

Переход между горизонтами бывает часто довольно резким, по более или менее ровной или, наоборот, сильно изломанной границе, причем в последнем случае горизонты внедряются друг в друга языками или фестонами.

В некоторых случаях переход бывает постепенным. При этом в подзолистых почвах на суглинистых породах часто можно выделять горизонт переходный между A_2 и В, обозначая его символом A_2B. Он имеет многогранную структуру горизонта В, менее отчетливо выраженную, причем поверхности отдельностей сильно осветлены на большую или меньшую глубину.

Из числа других морфологических признаков следует указать на присутствие темноокрашенных рудяковых зерен, диаметром в несколько миллиметров, встречающихся в горизонтах A_1, A_2, A_2B и В; железистых и марганцевых конкреций разнообразной формы и размеров, встречающихся в горизонтах A_2 и В; белесые, зеленоватые и голубоватые пятна и потеки в горизонтах В и С, указывающие на наличие раскислительных процессов; известковые стяжения, изредка встречающиеся в горизонте С.

Посмотрим теперь, какими признаками в отношении химического и механического состава отличаются подзолистые почвы и каково соотношение между морфологией, механическим и химическим составом.

III. МЕХАНИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ

В табл. 1 дается подробный механический состав двух подзолистых почв: № 95 РЛ на валунном суглинке и № 3 РЛ на тяжелой ленточной глине.

Из табл. 1 видно, что, во-первых, механический состав материнской породы накладывает отпечаток на механический состав всех горизонтов почв. Во-вторых, влияние самого почвообразовательного процесса на механический состав сказывается в том, что верхние горизонты подзолистых почв, по сравнению с материнской породой, резко обеднены мелкими фракциями (частицы с диаметром < 0.002 мм), причем самые мелкие фракции

Таблица 1

Механический состав подзолистых почв (в %)
(почвы, подготовленные к анализу путем насыщения ионом Na)
(в % от веса прокаленной почвы)

Глубина взятия образца (в см)	Генетический горизонт	Размеры частиц в мм							
		1—0.25	0.25—0.063	0.063—0.02	0.02—0.0063	0.0063—0.002	0.002—0.00063	0.00063—0.0002	<0.0002
1. Сильно подзолистая почва на ленточной глине									
5—10	A_1	9.76	4.53	13.75	18.75	34.34	15.41	2.45	1.01
15—20	A_2	8.06	6.60	12.46	18.09	34.70	16.18	2.96	0.95
25—30	A_2B	4.48	7.04	10.12	17.90	32.71	16.62	5.17	5.96
40—45	B	2.24	2.50	8.76	12.02	25.16	17.85	11.65	19.82
80—90	C	0.16	0.11	1.38	13.03	41.81	21.45	8.91	13.15
2. Сильно подзолистая почва на валунном суглинке									
5—10	A_1	23.40	24.50	25.38	16.84	6.79	2.49	0.40	0.20
20—25	A_2	18.76	31.72	22.32	15.36	7.17	3.96	0.61	0.10
30—35	A_2B	21.96	26.41	18.18	14.90	9.43	6.29	1.44	1.39
40—45	B	20.32	22.41	15.78	12.80	8.73	6.43	5.38	8.15
100—105	C	18.12	28.02	14.02	13.21	8.26	6.14	5.01	7.22

(<0.00063 мм) исчезли почти совсем. Наоборот, содержание крупных фракций в верхних горизонтах выше, чем в материнской породе.

Горизонт В обеих почв является обогащенным как по сравнению с материнской породой, так и, тем более, с вышележащими горизонтами самыми мелкими фракциями (0.0006—0.0002 мм и, в особенности, <0.0002 мм). Эти черты являются типичными для подзолистых почв.

IV. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ

В табл. 2 приводится валовой химический состав трех подзолистых почв, развитых на различных материнских породах: песке, песчанистом валунном суглинке и тяжелой ленточной глине.

По табл. 2 мы можем установить следующие признаки, характерные для всех подзолистых почв.

Верхние горизонты всех рассматриваемых профилей оказываются обогащенными органическим веществом — гумусом, количество которого достигает нескольких процентов в горизонте A_1, в горизонте A_2 падает до 1% и меньше, а в более глубоких горизонтах измеряется десятыми или сотыми долями процента. Параллельно с изменениями в содержании гумуса изменяется и содержание азота.

Верхние горизонты всех рассматриваемых почв, по сравнению с материнской породой, обогащены кремнеземом и обеднены всеми остальными составными частями. Книзу содержание кремнезема уменьшается, а остальных окислов увеличивается, давая более или менее резкий скачок при переходе от горизонта A_2 к горизонту В.

Переходя к горизонту В рассматриваемых почв, мы можем констатировать ряд различий. В то время, как в разрезе № 3-РЛ горизонт В по составу очень близок к материнской породе, будучи лишь слегка обогащен крем-

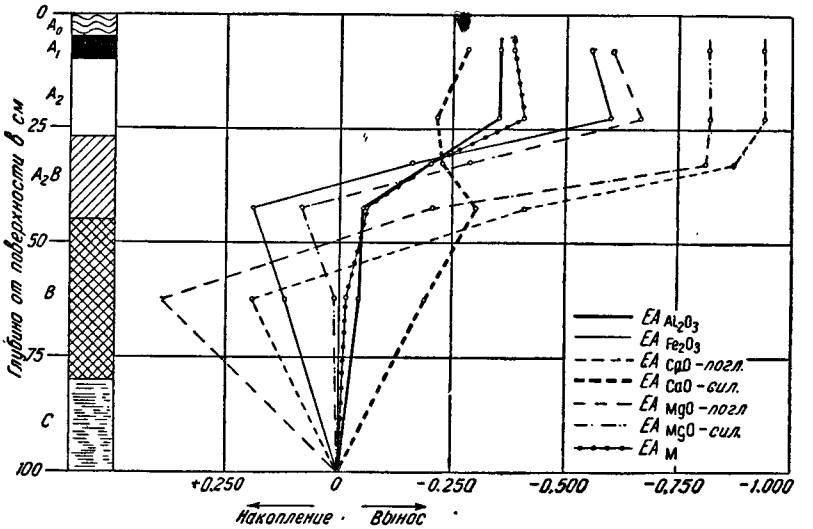
Таблица 2

Валовой состав нескольких почв подзолистого типа

Глубина взятия образца в см	Генетический горизонт	Химически связанная H_2O	Гумус	SiO_2		Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3
				свободная (кварц)	связанная								
		к весу почвы, высушенной при 105° (в %)		к весу прокаленной почвы (в %)									
1. Сильно подзолистая почва на ленточной глине (№ 3-РЛ)													
5—10	A_1	4.52	4.31	44.63	30.95	13.36	4.30	0.90	1.27	2.94	1.17	0.10	0.02
15—20	A_2	3.45	0.92	75.12		13.34	4.60	0.85	1.42	3.10	1.21	0.05	0.02
25—30	A_2B	3.35	0.39	71.83		15.27	5.62	0.82	1.71	3.28	1.20	0.06	0.02
40—45	B_1	4.49	0.30	28.64	37.95	18.10	7.16	0.91	2.06	3.46	1.26	0.01	0.03
50—60	B_2	4.32	0.16	65.67		18.79	7.17	1.27	2.31	3.50	1.21	0.01	0.02
80—90	C	3.85	0.10	26.56	38.69	18.88	7.27	1.35	2.34	3.50	1.42	0.01	0.02
2. Сильно подзолистая почва на валунном суглинке (№ 95-РЛ)													
5—10	A_1	3.13	6.05	61.16	23.37	8.88	1.88	0.60	0.40	2.67	1.19	не опр.	не оп.
20—25	A_2	1.00	0.23	85.03		8.92	1.70	0.66	0.34	не опр.	не опр.	»	»
30—35	A_2B	1.76	0.18	80.83		10.45	3.40	0.63	0.68	не опр.	не опр.	»	»
40—45	B_1	2.24	0.16	47.68	30.44	11.99	4.66	0.62	1.03	3.27	1.25	»	»
60—65	B_2	2.16	0.10	77.38		11.98	4.33	0.79	0.98	не опр.	не опр.	»	»
95—100	C	1.53	0.09	50.52	26.57	12.48	3.85	0.90	0.95	3.37	1.34	«	»
3. Гумусно-иллювиальный, торфянистый подзол на озовом песке (№ 19-РЛ)													
10—12	A_1	19.20	37.55	86.68		8.63	0.55	0.69	0.05	2.24	1.02	0.38	0.08
20—25	A_2	0.27	0.36	77.53	13.29	5.20	0.40	0.37	0.01	1.90	0.74	0.01	0.01
30—35	B_1	0.55	0.92	88.99		6.66	0.47	0.53	0.03	2.19	0.98	0.01	0.01
40—45	B_2	0.64	2.41	88.82		6.69	0.54	0.56	0.08	2.05	1.06	0.01	0.02
60—65	B_2	1.18	3.86	65.62	21.84	8.37	0.84	0.82	0.13	2.08	1.17	0.05	0.02
95—100	C	0.96	0.21	67.91	19.36	7.78	1.24	0.92	0.18	2.09	1.37	0.04	0.02

неземом и обеднен другими окислами, в разрезе № 95-РЛ мы наблюдаем обогащенность его железом и магнием. В разрезе № 19-РЛ горизонт В сильно обогащен гумусом и несколько менее глиноземом.

Простое сопоставление цифр валовых анализов не дает полной картины перемещения отдельных окислов по профилю подзолистой почвы. Возникает вопрос, в какой степени тот или иной горизонт обеднен или обогащен тем или другим окислом? Для того чтобы представить себе эту картину, мы можем вычислить относительное количество каждого окисла, вынесен-



Фиг. 3. Изменение элювиально-аккумулятивных коэффициентов с глубиной в сильно подзолистой почве на ленточной глине № 95Р.

ное из данного горизонта, т. е. проценты потери этого окисла по отношению к его первоначальному содержанию в породе. Для того чтобы сделать такой пересчет, мы делаем несколько более или менее условных допущений, а именно:

1) считаем, что материнская порода, прежде чем на ней начала развиваться почва, была вполне однородной по своему химическому составу;

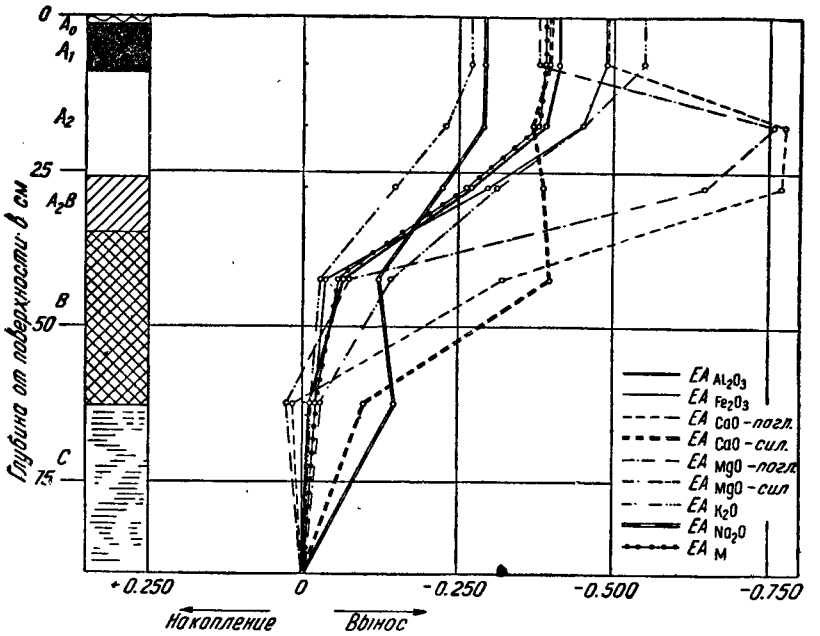
2) допускаем, что горизонт С, представляющий в наших анализах материнскую породу, в процессе почвообразования никаким изменениям не подвергался;

3) считаем, что входящий в состав материнской породы и почвы кварц не подвергался каким-либо воздействиям и что его абсолютное содержание в данном горизонте в процессе почвообразования не менялось.

Сделав эти допущения и зная содержание кварца и какого-либо окисла в каждом горизонте, мы можем рассчитать, какое количество данного окисла содержалось в этом горизонте до начала почвообразования и какое его количество оказалось из этого горизонта вынесенным к настоящему времени. Разделив последнюю величину на предпоследнюю, мы и получим относительную величину потери данного окисла или его элювиально-аккумулятивный коэффициент. При этом необходимо указать, что этот коэффициент может быть как отрицательным (вынос окисла), так и положительным (накопление окисла). Поэтому и коэффициент именуется нами «элювиально-

аккумулятивным», так как представляет собой суммарный результат двух противоположных процессов: выноса и накопления.

В графиках (фиг. 3 и 4) мы даем изменения элювиально-аккумулятивных коэффициентов с глубиной для двух рассмотренных уже почв: № 95-РЛ и № 3-РЛ, а в табл. 3 даем сопоставление этих же коэффициентов для 6 разрезов (включая и первые два), но лишь для двух горизонтов. Почвы размещены в табл. 3 в порядке увеличения легкости механического состава (глина, суглинок, песок).



Фиг. 4. Изменения элювиально-аккумулятивных коэффициентов с глубиной в сильно подзолистой почве на ленточной глине № 3Р.

Рассматривая эти данные, мы можем установить несколько закономерностей.

Во-первых, наибольшему выносу из верхних горизонтов всегда подвергаются железо и магний, неизменно образующие собой пару.

Во-вторых, другую пару (за исключением одного разреза) образуют SiO_2 и Al_2O_3, всегда стоящие рядом друг с другом по величинам их элювиально-аккумулятивных коэффициентов.

В-третьих, в пределах каждого ряда элювиально-аккумулятивные коэффициенты дифференцированы в тем большей степени, чем грубее механический состав почвы.

Обращаясь ко второй части табл. 3, относящейся к иллювиальным и переходным к иллювиальным горизонтам тех же почв, мы можем констатировать, во-первых, что и из этих горизонтов CaO и Na_2O, как правило (за исключением одного профиля), выносятся. Во-вторых, что все остальные окислы в этих горизонтах могут накапливаться (хотя это накопление их не является обязательным), причем, если накопление есть, то в нем всегда участвует Al_2O_3, почти всегда SiO_2, K_2O, MgO и очень часто Fe_2O_3.

Таблица 3

Элювиально-аккумулятивные коэффициенты

№ разреза и наименование почвы	Генетическ. горизонт	Глубина (в см)	Частные	Подвижной части	Общий
№ 3-РЛ Сильно подзолистая на тяжелой ленточной глине . .	A_1	5—10	$\frac{MgO}{-0.689} > \frac{Fe_2O_3}{-0.648} > \frac{CaO}{-0.581} > \frac{Al_2O_3}{-0.576} > \frac{SiO_2}{-0.524} > \frac{Na_2O}{-0.510} > \frac{K_2O}{-0.500}$	−0.555	−0.406
№ 148-ГВ Сильно подзолистая на тяжелой глине	A_1	4—9	$\frac{CaO}{-0.871} > \frac{Fe_2O_3}{-0.541} > \frac{MgO}{-0.518} > \frac{Na_2O}{-0.487} > \frac{SiO_2}{-0.435} > \frac{K_2O}{-0.430} > \frac{Al_2O_3}{-0.429}$	−0.461	−0.285
№ 34-РЛ Оподзоленная торфяно-глеевая на тяжелой лент. глине	A_1	40—45	$\frac{Fe_2O_3}{-0.619} > \frac{MgO}{-0.587} > \frac{CaO}{-0.537} > \frac{K_2O}{-0.510} > \frac{Al_2O_3}{-0.377} > \frac{SiO_2}{-0.318} > \frac{Na_2O}{-0.269}$	−0.379	−0.274
№ 245-ГВ Сильно подзолистая на валунном суглинке	A_2	12—17	$\frac{Fe_2O_3}{-0.811} > \frac{MgO}{-0.689} > \frac{Al_2O_3}{-0.471} > \frac{SiO_2}{-0.442} > \frac{K_2O}{-0.389} > \frac{CaO}{-0.254} > \frac{Na_2O}{-0.157}$	−0.506	−0.217
№ 95-РЛ Сильно подзолистая на валунном суглинке	A_1	5—10	$\frac{MgO}{-0.642} > \frac{Fe_2O_3}{-0.597} > \frac{Al_2O_3}{-0.412} > \frac{K_2O}{-0.358} > \frac{SiO_2}{-0.275} > \frac{Na_2O}{-0.258} > \frac{CaO}{-0.252}$	−0.354	−0.174
№ 19-РЛ Подзол на озовом песке . .	A_2	20—25	$\frac{MgO}{-0.954} > \frac{Fe_2O_3}{-0.718} > \frac{CaO}{-0.647} > \frac{Na_2O}{-0.527} > \frac{Al_2O_3}{-0.415} > \frac{SiO_2}{-0.398} > \frac{K_2O}{-0.203}$	−0.386	−0.124
№ 3-РЛ	B	40—45	$\frac{CaO}{-0.268} > \frac{MgO}{-0.194} > \frac{Na_2O}{-0.186} > \frac{Al_2O_3}{-0.111} > \frac{SiO_2}{-0.092} > \frac{K_2O}{-0.087} > \frac{Fe_2O_3}{-0.085}$	−0.106	−0.077
№ 148-ГВ	A_2B	25—30	$\frac{CaO}{-0.679} > \frac{Na_2O}{-0.238} > \frac{Fe_2O_3}{-0.197} > \frac{MgO}{+0.029} > \frac{K_2O}{+0.139} > \frac{SiO_2}{+0.122} > \frac{Al_2O_3}{+0.401}$	+0.091	+0.055
№ 245-ГВ	A_2B	37—42	$\frac{K_2O}{-0.089} > \frac{Fe_2O_3}{-0.055} > \frac{SiO_2}{-0.028} > \frac{CaO}{+0.018} > \frac{Al_2O_3}{+0.025} > \frac{Na_2O}{+0.378} > \frac{MgO}{+0.387}$	−0.032	−0.027
№ 95-РЛ	B	60—65	$\frac{CaO}{-0.250} > \frac{Na_2O}{-0.010} > \frac{Al_2O_3}{+0.022} > \frac{K_2O}{+0.030} > \frac{MgO}{+0.168} > \frac{SiO_2}{+0.220} > \frac{Fe_2O_3}{+0.283}$	+0.123	+0.061
№ 19-РЛ	B	60—65	$\frac{Fe_2O_3}{-0.300} > \frac{MgO}{-0.253} > \frac{Na_2O}{-0.117} > \frac{CaO}{-0.080} > \frac{K_2O}{+0.030} > \frac{Al_2O_3}{+0.111} > \frac{SiO_2}{+0.117}$	+0,113	+0.036

Два крайних столбца табл. 3 показывают суммарный относительный вынос или накопление в процентах от общего веса почвы (общий элювиально-аккумулятивный коэффициент) и от количества подвижной части, под которой мы понимаем сумму всех окислов, кроме кремнезема неподвижного кварца.

Рассматривая цифры этих двух столбцов, мы можем констатировать, что и тот и другой коэффициенты находятся в зависимости от механического состава почвы, но общий элювиально-аккумулятивный коэффициент проявляет эту зависимость гораздо резче.

Упомянутые выше графики (фиг. 3 и 4) позволяют судить об изменении элювиально-аккумулятивных коэффициентов по профилю. Из их рассмотрения мы можем видеть, что весь горизонт, в котором имеются явления выноса, т. е. так называемый элювиальный горизонт, может быть поделен на три подгоризонта:

1) верхний, вся толща которого характеризуется интенсивным и более или менее одинаковым выносом всех окислов;

2) первый переходный, в котором степень выноса окислов резко падает с глубиной, и

3) второй переходный, в котором степени выносов незначительны и постепенно сходят на-нет при переходе к материнской породе.

Морфологические горизонты находятся в следующем отношении к этим горизонтам: горизонты A_1 и A_2 отвечают верхнему элювиальному подгоризонту, горизонт A_2B — первому переходному и горизонт B — частично первому переходному, а, главным образом, второму переходному.

Поглощенные основания Ca и Mg в верхней части профиля (фиг. 3 и 4) подвергаются всегда наибольшему выносу, обгоняя в этом отношении остальные окислы, входящие в состав алюмосиликатной массы. Однако в перегнойно-аккумулятивном горизонте поглощенные Ca и Mg могут (фиг. 4) давать, наоборот, заметное относительное накопление.

Кроме изучения погоризонтно валового химического состава всей почвы в целом, значительный интерес представляет изучение химического состава отдельных химических фракций. В табл. 4 мы даем для одного из рассмотренных уже разрезов (№ 3-РЛ) химический состав трех механических фракций, с размерами частиц 1—0.0025 мм 0.0025—0.00025 мм и $<$0.00025 мм.

Прежде всего посмотрим, как вообще изменяется состав отдельных фракций с изменением размеров частиц, для чего обратимся к горизонту C. Цифры, относящиеся к этому горизонту, говорят нам о том, что с уменьшением размеров частиц убывает содержание SiO_2, CaO, Na_2O и, наоборот, резко возрастает содержание Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, K_2O, гумуса и химически связанной воды. Эти закономерности, как показывают многочисленные работы ряда исследователей, являются всеобщими для всех пород и почв.

Обращаясь теперь к погоризонтному изменению состава отдельных фракций, мы можем констатировать следующее. Во-первых, что касается двух более грубых фракций (1—0.0025 мм и 0.0025—0.00025 мм), то в отношении их остается в силе все, что было сказано о валовом составе почвы в целом, т. е. что те изменения в химическом составе, которыми характеризуется каждый горизонт в целом, наблюдаются и в двух более грубых фракциях, хотя и в несколько ослабленном виде.

Таблица 4

Валовой химический состав всей почвы и отдельных механических фракций в сильно подзолистой почве на ленточной глине (№ 3-РЛ)

Глубина взятия образца (в см)	Генетический горизонт	Химически связанная вода	Гумус	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO силикатный	MgO силикатн.	K_2O	Na_2O	Молекулярное отношение
		к весу почвы, высушенной при 105° (в %)		к весу прокаленной почвы (в %)							$\frac{SiO_2}{Al_2O_3 + Fe_2O_3}$
Вся почва											
5—10	A_1	4.57	4.36	76.14	13.57	4.34	0.67	1.14	2.96	1.18	7.93
15—20	A_2	3.48	0.93	75.49	13.43	4.61	0.74	1.38	3.13	1.22	7.81
40—45	B	4.55	0.30	67.18	18.28	7.25	0.65	1.90	3.48	1.26	4.59
80—90	C	3.88	0.10	65.63	18.97	7.32	0.95	2.18	3.52	1.43	4.34
Фракция 1—0.0025 мм											
5—10	A_1	4.35	3.29	80.97	10.21	3.53	0.78	0.76	2.41	1.34	11.04
15—20	A_2	2.74	0.00	81.00	9.45	3.73	0.88	0.88	2.67	1.39	11.63
40—45	B	2.62	0.00	71.98	11.31	2.57	1.11	0.58	2.78	1.67	9.44
80—90	C	2.38	0.00	75.74	13.46	4.36	1.34	0.95	2.68	1.47	7.94
Фракция 0.0025—0.00025 мм											
5—10	A_1	4.84	5.61	65.46	21.80	6.10	0.43	2.08	3.51	0.62	4.32
15—20	A_2	4.90	2.31	63.79	22.13	6.53	0.42	2.50	3.86	0.77	4.12
40—45	B	4.79	0.96	61.07	21.73	8.85	0.50	2.78	4.18	0.89	3.79
80—90	C	4.26	0.64	61.17	21.80	7.64	0.92	2.96	4.09	1.42	3.89
Фракция < 0.00025 мм											
5—10	A_1	8.47	22.78	41.35	24.42	10.16	0.0	2.80	н. о.	н. о.	2.26
15—20	A_2	8.51	14.58	43.47	29.85	9.93	0.0	2.82	н. о.	н. о.	2.04
40—45	B	7.57	1.07	51.80	26.53	13.77	0.0	3.13	3.73	1.04	2.49
80—90	C	6.51	0.88	51.32	26.03	13.86	0.0	3.47	4.08	1.24	2.49

Что касается наиболее тонкой, коллоидной фракции, то в ней мы имеем несколько иную картину. В виду того, что K_2O и Na_2O в верхних двух горизонтах определены не были, а CaO вообще отсутствует в данной фракции, мы даем в табл. 5 пересчет на сумму четырех окислов: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 и MgO.

Таблица 5

Подзолистая почва № 3-РЛ. Соотношение SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 и MgO во фракции < 0.00025 мм по горизонтам (в %)

Генетический горизонт, глубина (в см) / Окислы	5—10 см	15—20 см	40—45 см	80—90 см
	A_1	A_2	B	C
SiO_2	52.52	50.51	54.45	54.18
Al_2O_3	31.02	34.67	27.84	27.50
Fe_2O_3	12.90	11.55	14.47	14.63
MgO	3.56	3.28	3.29	3.67
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00

Как видно из табл. 5, в коллоидальной фракции, в противоположность остальным, содержание SiO_2 имеет тенденцию увеличиваться вниз по профилю, а Al_2O_3, наоборот, — убывать. Что касается содержания Fe_2O_3 и MgO, то они дают обычную картину, увеличиваясь с глубиной, хотя и очень слабо. В общем же состав коллоидальной фракции по горизонтам меняется гораздо меньше, чем состав почвы в целом и более крупных ее фракций.

Сопоставляя данные молекулярных отношений $\frac{SiO_2}{Al_2O_3 + Fe_2O_3}$, приведенных в табл. 4, мы можем констатировать, что в то время, как вся почва при оподзоливании обогащается кремнеземом и повышает величину этих коэффициентов, коллоидная фракция обогащается полуторными окислами, особенно Al_2O_3. При этом, однако, не следует забывать обстоятельства, отмеченного нами уже при рассмотрении механического состава, что сама коллоидальная часть при подзолообразовании в верхней части элювиального горизонта почти нацело исчезает. А так как она содержит в себе больше полуторных окислов, калия и магния, чем остальные фракции, то конечным результатом ее разрушения опять-таки является обогащение верхних горизонтов кремнеземом.

Перейдем теперь к вопросу об изменениях, возникающих при подзолообразовании в составе обменных катионов коллоидного комплекса.

В табл. 6 приводится состав поглощенных катионов в двух уже рассмотренных разрезах (№ 3-РЛ и № 95-РЛ), а также и величина актуальной кислотности pH.

Цифры табл. 6 говорят о том, что, во-первых, емкость поглощения (определенная по сумме поглощенных катионов) в верхних горизонтах значительно ниже, чем в материнской породе, за исключением самого верхнего — гумусного горизонта (A_1), где она приближается к емкости поглощения материнской породы или даже превышает ее. Вниз по профилю емкость поглощения постепенно возрастает, давая иногда максимум в горизонте B.

Таблица 6

Состав поглощенных катионов и pH в двух подзолистых почвах

Глубина взятия образца (в см)	Генетический горизонт	к весу почвы, высушенной при 105° (в %)			на 100 г почвы, высушенной при 105° (в м-экв)				к сумме почвы (в %)			
		Ca	Mg	H	Ca	Mg	H	Сумма	Ca	Mg	H	pH
1. Сильно подзолистая почва на ленточной глине (№ 3-РЛ)												
5—10	A_1	0.148	0.076	0.0055	7.42	6.30	5.50	19.22	38.6	32.8	28.6	5.65
15—20	A_2	0.070	0.029	0.0008	3.50	2.45	0.80	6.75	51.8	36.4	11.8	5.67
25—30	A_2B	0.080	0.039	0.0010	4.00	3.25	1.00	8.25	48.5	39.4	12.1	5.71
40—45	B_1	0.181	0.098	0.0004	9.04	8.15	0.40	17.59	51.4	46.3	2.3	6.39
50—60	B_2	0.270	0.107	0.0004	13.49	8.95	0.40	22.84	59.0	39.2	1.8	н. о.
80—90	C	0.270	0.104	0.0004	13.49	8.70	0.40	22.59	58.7	38.5	1.8	7.26
2. Сильно подзолистая почва на валунном суглинке (№ 95-РЛ)												
5—10	A_1	0.006	0.004	0.0184	0.32	0.35	18.40	19.07	1.7	1.8	96.5	4.01
20—25	A_2	0.006	0.004	0.0016	0.29	0.35	1.60	2.24	13.0	15.5	71.4	4.96
30—35	A_2B	0.014	0.004	0.0023	0.71	0.30	2.30	3.31	21.4	9.1	69.5	5.13
40—45	B_1	0.064	0.023	0.0035	3.22	1.90	3.50	8.62	37.4	22.0	40.6	5.15
60—65	B_2	0.128	0.040	0.0019	6.39	3.30	1.90	11.59	55.1	28.5	16.4	5.37
95—100	C	0.106	0.031	0.0005	5.32	2.55	0.50	8.37	63.6	30.4	6.0	6.91

Во-вторых, и это является одним из существеннейших признаков подзолистой почвы, в верхних горизонтах значительное место в составе поглощенных катионов занимает ион водорода, который иногда составляет почти 100% общей суммы поглощенных катионов. Наличие большого количества поглощенного водородного иона в верхних горизонтах создает в этих горизонтах кислую реакцию, столь характерную для подзолистых почв. Это явление находит свое отражение в величинах pH, которые имеют низкие значения в верхних горизонтах и постепенно увеличиваются книзу, в некоторых случаях констатируя в материнской породе уже щелочную реакцию или близкую к ней. Впрочем, большее или меньшее приближение pH к 7.0 в нижних горизонтах не всегда имеет место, будучи связанным уже со свойствами материнской породы, которая может быть нейтральной, щелочной, или кислой.

Следует еще отметить, что содержание поглощенного водородного иона как относительное, так и абсолютное иногда дает повышение в горизонте B. В особенности это относится к песчаным подзолам с гумусовым иллювиальным горизонтом, в которых это возрастание кислотности бывает очень сильным.

Поскольку мы говорим здесь о поглощенном ионе водорода, остановимся несколько на вопросе о природе почвенной кислотности. Некоторые авторы различают несколько видов почвенной кислотности (актуальную, обменную, гидролитическую, кислотность разложения нейтральных солей).

Теперь можно, повидимому, уже говорить о том, что все эти виды кислотности имеют общую природу. Почвенные коллоидные частицы, по современным воззрениям, состоят из молекул гидратов кремнезема, гидроокисей глинозема, гидроокиси железа, органических (гумусовых) кислот

и некоторого количества оснований. Молекулы гидратов кремнезема, полуторных окислов и гумусовых кислот, находящиеся на поверхности частиц способны отдавать в окружающий раствор («отдиссоциировать») входящие в их состав ионы водорода и обменивать их на находящиеся в растворе другие катионы. Прочность связи этих водородных ионов с несущими их молекулами различна и зависит от природы последних, вследствие чего возможность отдиссоциирования этими молекулами ионов H^+ определяется реакцией окружающего его раствора: чем он щелочнее, т. е. чем он содержит больше ионов OH^- и меньше ионов H^+, тем более прочно связанные в молекулах ионы H^+ способны будут переходить в раствор и тем, следовательно, больше будет общее количество отдиссоциированных ионов H^+, т. е. тем большую величину кислотности мы получим.

В соответствии с этим, величины кислотности, получаемые при применении различных методов, различны. Применяя методы, основанные на вытеснении поглощенного водородного иона катионами «нейтральных» солевых растворов (например, $BaCl_2$, по Гедройцу, или KCl, по Daikuhara), имеющих pH<7.0, мы получим сравнительно низкие величины кислотности. При применении же растворов гидролитически расщепляющихся солей, как например, уксуснокислого натрия, по Kappen, с высоким pH, величины кислотности будут больше и часто значительно. Наиболее правильным методом, повидимому, следует считать потенциометрическое титрование, которое дает кривую, позволяющую определить количество поглощенного водорода при любом равновесном pH.

Актуальная кислотность, т. е. количество свободных водородных ионов в почвенном растворе, является условной величиной, зависящей от того соотношения между почвой и водой, какое имеется в приготовленной для определения величины актуальной кислотности почвенной суспензии.

С другой стороны, актуальная кислотность зависит от соотношения между количествами молекул различной природы, с различной легкостью отдиссоциирующих водородные ионы, находящихся на поверхности почвенных частиц. [1]

Вернемся теперь к вопросу об изменениях в количестве поглощенных катионов при подзолообразовании.

Содержание поглощенных оснований Ca и Mg имеет по профилю ход, обратный содержанию иона H. В самом верхнем горизонте (A_1) их абсолютное количество бывает несколько выше, чем в следующем (A_2). Но относительная величина и в самом верхнем горизонте в большинстве случаев бывает минимальной, постепенно возрастая книзу.

Таким образом, мы видим, что в результате оподзоливания верхние горизонты обедняются поглощенными основаниями, обогащаясь водородным ионом и приобретая кислую реакцию.

Заканчивая рассмотрение химических свойств, остановимся еще на содержании воднорастворимых веществ в подзолистых почвах. В табл. 7 приводим результаты анализа водных вытяжек из двух почв, сильно подзолистой на ленточной глине и песчаного подзола. Как видно из этой таблицы общее содержание воднорастворимых веществ ничтожно, не превышая

[1] За последнее время появился ряд новых исследований, которые указывают на большую роль поглощенных ионов алюминия в создании почвенной кислотности. В связи с этим наши современные представления о природе почвенной кислотности нуждаются в коренном пересмотре.

сотых и, самое большее, десятых долей процента. При этом значительная часть воднорастворимых веществ падает на растворенные органические вещества и кислые соли угольной кислоты, например, $Ca(HCO_3)_2$.

Таблица 7

Состав водных вытяжек из подзолистых почв

Глубина взятия образца в см	Генетический горизонт	Сухой остаток (к весу воздушно-сухой почвы (в %))	Прокаленный остаток (к весу воздушно-сухой почвы (в %))	Потеря при прокаливании сухого остатка (к весу воздушно-сухой почвы (в %))	Растворимый гумус (в см³ 0.05 *N* раствора $KMnO_4$) на 100 г почвы	Кислотность (в см³ 0.01*N* кислоты) на 100 г почвы	CaO к весу воздушно-сухой почвы (в %)
1. Сильно подзолистая почва на ленточной глине							
5—10	A_1	0.0830	0.0125	0.0705	171	13.8	0.0038
15—20	A_2	0.0435	0.0110	0.0325	73	9.2	0.0014
25—30	A_2B	0.0330	0.0150	0.0180	39	4.6	0.0017
40—45	B	0.0290	0.0110	0.0180	31	3.4	0.0024
80—90	C	0.0325	0.0155	0.0170	21	2.3	0.0049
2. Гумусно-иллювиальный торфянистый подзол на озовом песке							
10—12	A_1	0.4290	0.0410	0.3880	838	92.0	0.0035
20—25	A_2	0.0160	0.0030	0.0130	44	4.6	0.0016
30—35	B_1	0.0295	0.0050	0.0245	82	8.0	0.0028
40—45	B_2	0.0290	0.0060	0.0230	62	11.5	0.0028
60—65	B_2	0.0165	0.0035	0.0130	45	10.3	не опр.
95—100	C	0.0180	0.0045	0.0135	38	6.2	0.0028

V. СУЩНОСТЬ ПОДЗОЛООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Попытаемся теперь, на основе знакомства с химическим и механическим составом подзолистых почв, представить себе механизм подзолообразовательного процесса. При этом будем рассматривать случай образования подзолистых почв не на массивных кристаллических (изверженных или метаморфических) или осадочных породах, а на рыхлых наносах, так как последние имеют, по сравнению с первыми, несравненно большее распространение на территории Союза. К числу таких наносов относятся валунный суглинок (ледниковая морена), озерные глины, лёсс, всевозможные покровные суглинки, различные пески (озерные, флювио-гляциальные, озовые, камовые) и т. д.

Все эти наносы в прошлом генетически связаны с изверженными породами (гранитами, диабазами и т. д.), от которых они произошли, в результате физического выветривания, разрушения ледником и последующего переноса и переотложения продуктов выветривания ледником же, текучими водами или ветром. Но в процессе переноса и переотложения они изменили не только свой механический состав и сложение, но и претерпели ряд химических превращений, изменив вследствие этого свой химический и минералогический состав. Минералы, входящие в состав рыхлых пород, можно поделить на две группы: первую, в состав которой входят первичные минералы кристаллических пород, претерпевшие при образовании рыхлых пород механическое раздробление. К этой группе относятся кварц, полевые

шпаты (калиевые, натриевые, известковые и известково-натриевые), слюды (калиевые и магнезиальные), роговые обманки, апатит и ряд других, менее распространенных, минералов. Эти минералы встречаются в рыхлых породах в состоянии различного раздробления, как в виде самостоятельных отдельных обломков, так и входя в состав более крупных обломков исходных горных пород.

Характерным признаком всей группы первичных минералов следует считать их неустойчивость по отношению к агентам выветривания. Эта неустойчивость имеет своим источником то обстоятельство, что первичные минералы возникли в условиях (температура, давление, отсутствие воды в жидкой форме), очень резко отличных от тех, которые имеются теперь в поверхностных слоях коры выветривания. А поскольку всякое соединение является продуктом термодинамического равновесия с окружающей средой, изменение условий, характеризующих эту среду, вызывает нарушение этого равновесия и стремление соединения изменить свой состав и свойства.

Ко второй группе относятся минералы, образовавшиеся в процессе переработки обломков изверженных пород, при участии воды, воздуха, углекислоты и других агентов выветривания. При этой переработке первичные минералы изверженных пород, попав в условия резко отличные от тех, при которых они образовались при кристаллизации расплавленной магмы, оказались (за исключением кварца) неустойчивыми и частично подверглись распаду, разложению на составляющие их окислы кремнезема, алюминия, железа, щелочных и щелочноземельных металлов, фосфора, серы и т. д. Эти окислы, переходя в истинные и коллоидальные растворы в ледниковых и подледниковых водах и в водах постгляциальных бассейнов, могли вновь реагировать между собой и давать новые нерастворимые в воде осадки, — новые вторичные минералы. К числу таких минералов относятся, прежде всего, группа минералов глин: каолинит ($Al_2O_3.2SiO_2.2H_2O$), монтмориллонит [$(MgCa)\,O.Al_2O_3.4SiO_2.nH_2O$], нонтронит ($Fe_2O_3.2SiO_2.2H_2O$) и т. д. которые представляют собой водные соединения глинозема и кремнезема, отчасти и железа с молекулярным отношением

$$\frac{SiO_2}{Al_2O_3} \text{ или } \frac{SiO_2}{Al_2O_3+Fe_2O_3}$$

от 2 до 4. Кроме глинозема, кремнезема и железа в состав некоторых из них входят и основания магний и калий. Натрий и кальций, повидимому, в состав этих вторичных минералов входят реже.

Кроме упомянутых выше вторичных алюмо- и алюмо-ферри-силикатов, весьма распространенным минералом является лимонит (водная окись железа), присутствием которого по большей части объясняется желтая или красноватая окраска песков, и кальцит (углекислый кальций). Некоторое значение могут иметь еще фосфаты и сульфаты.

При этом следует отметить, что возраст и способ образования всех этих вторичных минералов могут быть весьма различными. Часть их могла возникнуть в процессе переотложения и переноса ледником или различными ледниковыми водами. Другая часть могла возникнуть в гораздо более ранние периоды и войти в состав осадочных пород (глин, мергелей, известняков, песчаников и т. д.) самого различного возраста.

Вследствие этого, вторичные минералы в материнских породах встречаются, вообще говоря, в различной степени раздробления. Однако в этом отношении эти минералы ведут себя не одинаково. В то время, как, например, карбонатные (кальцит, доломит) могут встречаться как в виде более или менее крупных обломков, так и в состоянии очень мелкого раздробления, вторичные алюмосиликаты (глинные минералы) всегда встречаются в мелкокристаллическом состоянии, составляя собой значительную часть самых мелких механических фракций, — коллоидальных и близких к ней. В присутствии воды они дают вязкую пластическую массу, глину.

Отличительным свойством этих вторичных минералов является пластинчатая форма их кристаллов. При этом для наиболее, повидимому, распространенного в почвах минерала — монтмориллонита — характерным свойством является его способность поглощать при набухании воду, причем это набухание сопровождается раздвиганием отдельных элементарных пластинок, в промежутках между которыми и удерживаются молекулы воды.

Эти вторичные минералы являются главными носителями поглотительной или обменной способности почв. Наличие этой способности обусловлено двумя причинами: во-первых, большой удельной их поверхностью, во-вторых, особым их устройством, наличием так называемого двойного электрического слоя.

Коллоидную частицу можно представить себе состоящей из трех частей: 1) ядра, сложенного из электронейтральных молекул, 2) поверхностного слоя этого ядра, несущего отрицательные заряды и 3) положительно заряженных ионов, которые в виде диффузного слоя (ионной атмосферы) располагаются вокруг коллоидной частицы, образуя внешний, третий ее слой, за которым идет уже интермицеллярная жидкость. Ионы диффузного слоя и являются обменными катионами.

Не вполне ясным представляется пока вопрос о природе и происхождении внутреннего слоя. Одни исследователи представляют его себе, как поверхностный слой молекул самого ядра, отдиссоциирующих от себя катионы в окружающий раствор и создающих, таким образом, ионную атмосферу. Другие исследователи считают, что внутренний слой является вторичным образованием, наложенным на поверхность ядра и отличающимся по химическому составу от последнего. Возможно, что оба эти взгляда верны и что в почвах мы имеем дело с частицами обоих типов.

Вторичные минералы, в противоположность первичным, могут быть вполне устойчивыми в поверхностных слоях земной коры (хотя лишь при известных условиях). Состав их также находится в зависимости от сочетания условий, имевших место при их образовании. Одним из характерных признаков, по которому отдельные виды их отличаются друг от друга, являются молекулярные отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ и $\frac{SiO_2}{Al_2O_3+Fe_2O_3}$. Экспериментальными работами Mattson, хотя и не свободными от некоторых возражений, для состава этих соединений установлены следующие закономерности:

1) отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3 + Fe_2O_3}$ тем выше, чем кислее среда, в которой образовался минерал;

2) при одинаковой кислотности это отношение тем выше, чем больше в их составе Fe_2O_3 и чем меньше Al_2O_3;

3) присутствие двувалентных катионов повышает отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3+Fe_2O_3}$.

Таким образом, большинство рыхлых пород представляет собой смесь различных минералов, как первичных, так и вторичных, причем отдельные механические фракции отличаются не только размерами частиц, но и своим минералогическим составом: в крупных фракциях преобладают кварц и полевые шпаты; вторичные минералы почти не встречаются, а в тонких фракциях, наоборот, преобладают вторичные минералы. В грубых породах, песках, почти или совсем не содержащих тонких фракций, содержание вторичных минералов также ничтожно.

Такие рыхлые породы, выйдя из-под ледникового покрова или из-под воды, начинают подвергаться воздействию ряда внешних факторов — просачивающихся вод атмосферных осадков, кислорода, углекислоты и т. д. — и вступают в новую стадию выветривания. Вместе с тем на них начинают появляться растительные организмы: сначала низшие — бактерии и водоросли, лишайники, мхи — и, наконец, высшие растения. Отмершие организмы или их части, попадая на поверхность породы, начинают обогащать ее органическим веществом, сообщая ей тем самым новое качество, наличие которого уже позволяет говорить о возникновении на этой породе почвы.

Размеры настоящего очерка не позволяют нам входить в подробное рассмотрение начальных стадий образования почвы, тем более, что в этом вопросе многое является гипотетическим. Поэтому мы ограничимся кратким рассмотрением тех условий, которые, с одной стороны, создаются в результате появления растительных организмов, а, с другой — определяются совокупностью климатических особенностей и которые приводят к образованию почвы подзолистого типа.

Начнем с климатических особенностей. Совокупность их в своем влиянии на почвы находит свое отражение, прежде всего и главным образом, в водном режиме почвы. Последний же для любого почвенного горизонта и для всего почвенного профиля в целом может быть выражен его водным балансом. Водный баланс почвенной призмы любого поперечного сечения, вырезанной в пределах любого горизонта почвенной толщи, может быть за определенный период времени схематически выражен в виде такого упрощенного уравнения:

$$B_1 = B_0 + (Oc + Пгс + Бп + П) - (Исп + Огс + Бот + Р)$$

Символы в этой формуле имеют следующее значение:

B_1 — запас влаги в конце периода,

B_0 — запас влаги в начале периода,

Ос — осадки за весь период,

Пгс — приток из глубоких слоев (капиллярный или гидростатический),

Бп — боковой приток,

П — дополнительные, малоизученные приходные статьи баланса (конденсация, поступление парообразной влаги и т. д.),

Исп — испарение (суммарное испарение почвой и растительностью),

Огс — отток в глубокие слои,

Бот — боковой отток,

P — дополнительные, малоизученные расходные статьи водного баланса.

Для элементарной почвенной призмы мы можем без большой ошибки допустить, что $Бп = Бот$. Отбросив величины $П$ и P как малозначащие и при этом еще более или менее уравновешивающие друг друга, мы упростим наше уравнение:

$$B_1 = B_0 + Oc + Пгс - Исп - Огс.$$

Если за начальный и конечный момент периода принять такие, при которых запасы влаги равны между собой, т. е. $B_1 = B_0$, то наше уравнение примет такую форму:

$$Огс - Пгс = Oc - Исп,$$

откуда $Огс > Пгс$ при $Oc > Исп$ и $Огс < Пгс$ при $Oc < Исп$.

Мы почти не имеем в своем распоряжении точных величин испарения, но все имеющиеся данные, как прямые, так и косвенные, говорят о том, что в подзолистой зоне, как правило, величина осадков больше, чем величина испарения и, следовательно $Огс > Пгс$, т. е. в подзолистых почвах нисходящее движение воды преобладает над восходящим. Само собой разумеется, что на самом деле мы имеем чередование периодов с нисходящим и восходящим движением воды. Но в сумме, за целый год, количество воды, передвигающейся вниз, больше, чем передвигающейся вверх. Отсюда со всей ясностью вытекает, что продукты почвообразования переходящие в раствор, должны постепенно передвигаться вниз, причем верхние горизонты будут обедняться ими и обогащаться (относительное обогащение) устойчивыми составными частями, как например кварцем.

Однако этому естественному элювиальному процессу противодействует другой естественный же процесс. Растительность, поселившаяся на почве, перехватывает своей корневой системой передвигающиеся в почвенных горизонтах вещества, которые затем входят в состав растения. Одновременно растение строит свою органическую массу, используя углерод углекислоты воздуха и воду.

Каждый растительный организм рано или поздно отмирает. Его остатки, попав на поверхность почвы, подвергаются разложению. При этом зольные элементы минерализуются и переходят в раствор в виде солей угольной, серной, азотной, соляной и органических кислот и, попав в почвенную толщу, снова начинают передвигаться в ней с нисходящими и восходящими токами воды.

Таким образом, этот процесс, вследствие которого минеральные вещества из почвенных горизонтов, расположенных на той или иной глубине, переносятся на поверхность почвы, является антагонистом по отношению к процессу постоянного передвижения этих веществ книзу под влиянием преобладания нисходящих токов воды над восходящими.

Однако, для того чтобы оценить соотношение этих двух противоположных процессов, нужно представить себе их качественное и количественное выражение. Прежде чем сделать это, рассмотрим вкратце те изменения, которым подвергается порода при развитии на ней подзолистой почвы.

Как видно из вышесказанного, на поверхности почвы ежегодно отлагается некоторое количество мертвых растительных остатков. Кроме того, некоторое количество их появляется и в толще верхних горизонтов за счет

отмирания корней. Все эти растительные остатки подвергаются разложению под действием различных микроорганизмов (грибов, бактерий и т. д.), причем в процессе разложения создается ряд органических соединений самого разнообразного характера. Так как процесс разложения требует некоторого промежутка времени, то на поверхности почвы и в ее верхних горизонтах накапливается некоторое количество растительных остатков в разной степени разложения и продуктов этого разложения, в сумме именуемых гумусом, в результате чего в подзолистых почвах и создаются горизонты A_0 и A_1.

Несмотря на большое количество работ по изучению органического вещества почвы, почвенный «гумус» в значительной степени продолжает оставаться сборным определением, а его состав очень мало известным. Из числа соединений, входящих в состав отмерших растительных остатков, с наибольшей скоростью подвергаются разложению простые углеводы — сахар, крахмал, несколько медленнее идет разложение клетчатки, пентозанов и экстрактивных веществ (смолы, воска, жиры). Наиболее стойким является лигнин, который, повидимому, и является, на ряду с азотистыми соединениями, главным источником почвенного «гумуса».

В литературе имеется ряд указаний на близость лигнина по составу и строению к гуминовой кислоте, что позволяет рассматривать последнюю как дериват первого.

Однако, вместе с тем, следует отметить, что гуминовой кислотой не исчерпываются соединения, входящие в состав гумуса, и целый ряд фракций последнего, выделяемых более или менее условными методами и носящими различные условные названия (гиматомелановая кислота, фульвокислоты, креновая и апокреновая кислоты и т. д.), продолжают пока оставаться условными фракциями неизвестного состава, строения и происхождения.

Вследствие этого не представляется возможным охарактеризовать специфические свойства гумуса подзолистых почв. Можно только утверждать, что в его состав входит ряд веществ кислотного характера как хорошо, так и плохо растворимых в воде, дающих истинные и коллоидальные растворы, как более, так и менее стойких по отношению к дальнейшему разложению. Все эти кислоты, будучи органического происхождения, обладают слабой степенью диссоциации и могут создавать слабо кислую среду, концентрация водородных ионов в которой колеблется примерно от 0.001 до 0.0000001 нормального раствора (от 3 до 7 единиц pH).

Содержащиеся в продуктах разложения зольные элементы основного характера — кальций, натрий, магний и калий — нейтрализуют кислотные соединения, понижая тем самым кислотность создающейся среды. Из числа этих элементов особенно важна роль Ca как регулятора реакции среды. Однако эта нейтрализация будет иметь место только в том случае, если основания не будут удаляться из слоя разлагающихся растительных остатков. Между тем, как показывает ряд экспериментальных данных, в особенности классические опыты С. П. Кравкова, вода извлекает довольно большое количество оснований уже из свежих растительных остатков и, в особенности, из начавших разлагаться. Поэтому при преобладании нисходящего тока воды, что, как мы видели, имеет место в условиях подзолистой зоны, начавшие разлагаться растительные остатки будут быстро лишены большей части оснований, и дальнейшее их разложение пойдет с образованием свободных кислот различного состава и с различной раствори-

мостью, в результате чего и создается кислая реакция верхних горизонтов, столь характерная для подзолистых почв. В упомянутых выше опытах С. П. Кравков действительно получил кислые продукты разложения растительных остатков в случае их периодического промывания водой (удаление оснований) и слабо кислые или нейтральные при отсутствии такого промывания.

Само собой разумеется, что все изложенное является лишь схемой процесса. Прямых данных, взятых из природы, по этому вопросу у нас нет. Существенное значение в ходе этих процессов имеют и состав растительных остатков (большее или меньшее количество тормозящих разложение веществ, как смолы и воска, большая или меньшая зольность и т. д.), и распределение по временам года атмосферных осадков и других метеорологических факторов, определяющих соотношение между скоростями выноса оснований и разложения органических остатков. Непосредственное исследование этих явлений в природе составляет одну из насущных задач изучения подзолообразовательного процесса. Но в целом сомневаться в достоверности этой схемы нет оснований.

Кислые продукты разложения органических веществ в виде истинных и коллоидальных растворов, содержащие еще и угольную кислоту, приходят в соприкосновение с минеральными частицами почвы.

Чтобы представить себе, так сказать, масштаб этого явления, необходимо помнить, что суммарная поверхность почвенных частиц огромна. В глинистых и суглинистых породах она измеряется тысячами квадратных метров на 1 кг почвы. Поэтому, хотя минеральные частицы почвы и нерастворимы в воде, кислые растворы, просачивающиеся через почву, имеют возможность вступать в реакцию с теми молекулами минералов, которые находятся на поверхности почвенных частиц.

Эти минералы в огромном большинстве случаев представляют собой щелочные и щелочноземельные соли кремневой, алюмокремневых и алюмоферрикремневых кислот. Говоря о минералах первичных, нужно учесть, что образование их при кристаллизации расплавленной магмы шло в условиях (температура, давление, реакция среды), резко отличных от той обстановки, в которой они находятся в почвенной толще, вследствие чего эти минералы не могут находиться в равновесии с условиями этой обстановки. Что касается вторичных минералов, то хотя термические и динамические условия их возникновения совпадают с теми, при которых они находятся в почвенной толще, но в отношении реакции среды эти условия более или менее сильно отличаются. Можно думать, что образование вторичных минералов шло при нейтральной или даже слабо щелочной реакции в ледниковых и подледниковых водах и в водах послеледниковых озер и потоков, содержащих то или иное количество карбонатов щелочей и щелочных земель, имевших своим источником выветривающиеся минералы. Таким образом, вторичные минералы в верхних горизонтах подзолистых почв, с их кислой реакцией, не находятся в состоянии равновесия с окружающими условиями.

Выводом из всего этого является то, что ни один минерал не является устойчивым в кислой среде верхних горизонтов подзолистых почв и должен с той или иной скоростью разлагаться на составляющие его окислы. А так как при этом продукты разложения нисходящим током воды удаляются из сферы реакции, в то время как сверху все время поступают все новые

и новые порции кислых органических веществ, то это разложение будет итти непрерывно. Это мы и видим в подзолистых почвах, верхние горизонты которых обедняются всеми окислами, кроме кремнезема кварца. Накопление последнего объясняется его наибольшей устойчивостью, резко отличной от всех остальных минералов. Однако эту устойчивость не следует считать абсолютной, так как есть указания на то, что и кварц подвергается выветриванию.

Скорость разложения разных минералов различна и зависит от ряда факторов, из которых главнейшими являются степень дисперсности этих минералов, определяющая собой суммарную поверхность, и их природа. В самых тонких фракциях первый признак настолько доминирует над всеми остальными, что при более или менее продолжительном оподзоливании тонкие фракции исчезают вовсе и если мы их все-таки находим в верхних горизонтах, то это или вторичные продукты почвообразования или частицы более крупных фракций, уменьшившие свои размеры, вследствие постепенного распада поверхностных молекул. В результате всех этих процессов верхние горизонты подзолистых почв обедняются самыми тонкими частицами, что мы и констатировали выше, при рассмотрении механического состава этих почв.

Что касается более крупных фракций, состоящих почти исключительно из первичных минералов, то в них доминирующее значение по отношению к скорости распада имеет природа минерала.

На основании имеющихся, хотя и недостаточных данных, можно считать, что из числа первичных минералов, самыми устойчивыми, кроме кварца, являются щелочные полевые шпаты (калиевые и натриевые). За ними идут слюда (мусковит и биотит), за слюдами — роговые обманки и на последнем месте, повидимому, стоят известково-натриевые полевые шпаты (плагиоклазы). Механизм самого процесса распада минералов неясен. За неполнотой прямых данных, его можно представлять себе лишь приближенно. По мнению Pallmann, первой стадией является замещение катионов оснований в поверхностных молекулах ионами водорода, вследствие чего не только горизонт A_1, но и нижележащие, приобретают ненасыщенность и кислую реакцию. Одновременно или несколько позже наступает гидратация, т. е. внедрение молекул воды в частицы минералов и некоторое разрыхление последних. Следующей стадией является окисление соединений двувалентного железа, которое еще более усиливает разрыхление. Далее водородный ион проникает уже внутрь минеральных частиц и в результате гидролиза вызывает распад алюмосиликатного ядра.

Продукты распада переходят в раствор: основания в истинный раствор в виде солей угольной, серной, азотной и других кислот; полуторные окислы, вероятно,—в коллоидальный раствор, в виде гидратов окисей, защищенных коллоидным органическим веществом или коллоидным кремнеземом. Для железа, кроме того, можно считать установленным появление его в растворе при подходящих условиях в виде ионов двувалентного железа, в результате восстановления органическими веществами. Условия, господствующие в верхних горизонтах подзолистых почв, из которых, повидимому, кислая реакция и наличие воднорастворимых органических веществ являются главными, таковы, что образование вторичных минералов в них, если и происходит, то в незначительных размерах.

Наиболее энергично все эти процессы идут в самых верхних горизонтах, в присутствии большого количества органического вещества. Глубже лежащие горизонты испытывают более слабое воздействие, вследствие того, что до них доходит гораздо меньше веществ кислотного характера, часть которых успевает разложиться (органические вещества), часть уносится из верхних горизонтов боковым током воды, а часть успевает нейтрализоваться в верхних горизонтах. Поэтому элювиальный процесс в нижележащих горизонтах выражен довольно слабо и последние имеют реакцию более близкую к щелочной. Фильтрующиеся сверху растворы со всеми растворенными в них веществами, попадая в эти горизонты, оказываются в новых, изменившихся по сравнению с верхними горизонтами, условиях. В силу этого равновесие между раствором и почвенной массой нарушается и наступает возможность возникновения новых реакций. Среди последних особенное значение имеет образование комплексных осадков, в состав которых входят кремнезем, глинозем и железо, а из оснований — магний и калий. Выпадая сначала в форме гелей, они через тот или иной промежуток времени кристаллизуются и образуют новые минералы — вторичные алюмосиликаты типа монтмориллонита и серицита, лимонит и т. д. Состав этих осадков зависит от соотношения между концентрациями отдельных окислов в растворе, реакцией среды и, вероятно, наличием тех или иных соединений, принадлежащих к исходному составу того почвенного горизонта, в котором происходят эти явления. Так как только что перечисленные минералы, как правило, обладают большой дисперсностью, то горизонт, в котором они образуются, обогащается тонкими механическими фракциями. Так возникает иллювиальный горизонт, наличие которого в подзолистых почвах мы констатировали при рассмотрении их химического и механического состава.

Как видно из изложенного, в иллювиальном горизонте имеются налицо условия, обеспечивающие не только возможность более или менее устойчивого существования вторичных минералов, но даже и возможность их новообразования. Вместе с тем, для первичных минералов, образовавшихся в резко отличной (температура и давление) обстановке, эти условия устойчивости не обеспечиваются, в силу чего их распад имеет место и в иллювиальных горизонтах, что мы и видели при рассмотрении химического состава подзолистых почв, констатировав, что явления элювиального процесса захватывают и иллювиальный горизонт. При этом можно считать установленным, что продукты распада первичных минералов иллювиального горизонта могут реагировать между собой и на месте своего образования давать вторичные алюмосиликаты.

Несколько особый случай мы имеем при формировании гумусовых иллювиальных горизонтов в песчаных подзолах. В них, повидимому, не происходит образования вторичных алюмосиликатов, которые в этом случае заменяются образованием вторичных глиноземно-органических соединений, природа которых ближе пока не исследована. Наконец, в песчаных подзолистых почвах с железистыми иллювиальными горизонтами, повидимому, над образованием алюмосиликатов преобладает образование лимонита.

Закончив на этом рассмотрение механизма элювиального процесса в подзолистых почвах, вернемся к вопросу о его соотношениях с противоположным ему процессом переноса минеральных веществ на поверхность почвы через растение.

Прежде всего остановимся на качественной стороне явления. В табл. 8 мы даем состав золы некоторых растений и молекулярные отношения кремнезема к сумме полуторных окислов и к сумме оснований и такие же данные для нескольких материнских пород.

Из сопоставления цифр табл. 8 ясно видны качественные отличия в составе восходящего (через растение) тока минеральных веществ от состава материнской породы: первый по сравнению со вторым резко обогащен основаниями и обеднен полуторными окислами. Это обстоятельство еще более подчеркивает роль восходящего тока как процесса, противоположного процессу элювиальному, так как повышенное содержание оснований в растворе понижает кислотность его и понижает вытесняющее действие водородного иона на поглощенные основания почвы.

Таблица 8

Валовой состав золы растений и материнских пород.
(Анализы Ebermayer, Кравкова, Wolf, Роде)

Наименование растительных объектов и материнских пород	Состав минеральной части (в %)							Молекулярное отношение $SiO_2:R_2O_3:RO$
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	
Бук, листья	30.98	не опр.	2.82	45.57	6.75	5.19	1.08	29:1:60
Ель, хвоя	36.21	» »	2.28	44.04	5.31	3.77	1.24	42:1:68
Сосна, хвоя	14.57	4.17	3.56	38.74	10.16	10.95	4.39	4:1:18
Береза, листья . . .	6.14	0.36	0.36	28.89	8.14	6.18	0.51	44:1:344
Зеленые мхи	26.86	не опр.	3.49	31.04	8.06	13.11	4.04	18:1:14
Черника	6.60	» »	2.90	27.60	12.50	28.10	1.80	6:1:62
Ленточная глина . .	62.25	18.88	7.27	1.35	2.34	3.50	1.42	5:1:0.6
Валунный суглинок	77.09	12.48	3.85	0.90	0.95	3.37	1.34	9:1:0.7
Озовый песок . . .	87.27	7.78	1.24	0.92	0.18	2.09	1.37	15:1:0.7

Перейдем теперь к количественной стороне явления. В табл. 9 дается сопоставление количества веществ, вынесенных из одной подзолистой почвы за все время ее существования, количества веществ, выносимых в среднем ежегодно из верхних горизонтов (принимая условно возраст почвы за 10 000 лет) и количества веществ, ежегодно потребляемых разными древесными породами и культурными растениями. [1]

Из сопоставления цифр табл. 9 видно, что в то время, как полуторные окислы и кремнезем потребляются лесной растительностью в количестве гораздо меньшем, чем то, которое выносится, для оснований эти количества примерно равны, причем для Ca намечается даже обратное соотношение.

[1] Представляется интересным сопоставить наши расчеты с расчетами Тамма для подзолистой почвы Швеции. На 1 м² выносится ежегодно (в г):

	по данным Тамма	по нашим данным
SiO_2	—	15.00
Al_2O_3	2.2	8.3
Fe_2O_3	1.1	3.4
CaO	0.3	0.5
MgO	0.5	1.1
K_2O	0.5	1.1
Na_2O	0.3	0.5
P_2O_5	0.15	—

Как видим величины по данным Тамма и нашим получаются одного порядка.

Таблица 9

Сопоставление количества минеральных веществ, выносимых из почвы при подзолообразовании с количеством тех же веществ, потребляемых растениями (в г на дм² или в т на га)

Горизонт	Глубина в см	SiO_2 (силикатный)	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO (силикатный)	CaO (погл.)	MgO (силикатный)	MgO (погл.)	K_2O	Na_2O	P_2O_5
A_1	0—9	395	207	90	10	4	28	2	31	13	+0.9
A_2	9—26	740	414	172	19	13	51	6	56	24	—0.3
Сумма A_1+A_2	0—26	1135	621	262	29	17	79	8	87	37	+0.5
A_2B	26—35	231	141	58	8	6	18	2	18	9	—0.1
B	35—50	94	52	16	8	4	10	0.5	4	5	0.0
B	50—63	45	18	8	2	0.5	3	0.5	1	4	0.0
Итого	0—63	1505	832	344	47	27.5	110	11	110	55	+0.4
Принимая продолжительность процесса за 10 000 лет, в среднем ежегодно выносилось из горизонта A_1+A_2											
	—	0.11	0.062 + 0.026 = 0.088		0.003 + 0.002 = 0.005		0.008 + 0.001 = 0.009		0.009	0.004	—
Ежегодно потребляется лесом (по Ebermayer для Германии)											
Бук	—	0.06	0.005	—	0.096	—	—	0.016	0.014	0.003	0.013
Ель	—	0.06	0.008	—	0.070	—	—	0.009	0.009	0.002	0.008
Сосна	—	0.007	0.000	—	0.028	—	—	0.010	0.009	0.002	0.005
Ежегодно потребляется урожаем культурных растений (по Russel для Англии)											
Пшеница	—	0.109	не опр.	не опр.	0.010		0.008		0.032	0.003	0.028
Овес	—	0.095	» »	» »	0.012		0.010		0.052	0.006	0.022
Клевер	—	0.008	» »	» »	0.090		0.031		0.093	0.006	0.028

Все это справедливо, однако, только для баланса веществ в верхних горизонтах. Если же взять весь почвенный профиль, то в нем величина выноса всех веществ безусловно преобладает над количествами, потребляемыми растительным покровом. Таким образом, восходящий ток минеральных веществ через растительный покров, будучи качественно и по направлению противоположным элювиальному процессу, количественно его не компенсирует.

Однако воздействие растительности на почву этим не ограничивается, и ее компенсирующее влияние может проявляться еще в другой форме. Выше мы видели, что при оподзоливании в верхних горизонтах подзолистых почв минеральные коллоиды разрушаются полностью или почти полностью. Это процесс, при рассмотрении состава поглощенных катионов, в значительной мере компенсируется накоплением в верхних горизонтах гумуса — коллоидов органического происхождения, также способных к обменным реакциям. Количественно гумус зачастую не только компенсирует утраченную емкость поглощения, но и повышает ее до величин, превосходящих емкость поглощения материнской породы. Однако качественный состав поглощенных катионов резко меняется и доминирующее значение приобретает ион водорода. Таким образом, и здесь, если мы и имеем в некоторых случаях количественную компенсацию, качественной компенсации нет. Это положение несколько меняется, когда лесная растительность, в силу тех или иных причин, замещается луговой. У нас имеется очень мало экспериментальных данных для суждения о тех изменениях, которые претерпевают при этом почвы. Но судя по этим немногим данным, при этом происходит увеличение содержания гумуса, значительное повышение содержания поглощенных Ca и Mg за счет снижения содержания поглощенного водородного иона и, как следствие этого, — понижение кислотности. Такие почвы называются дерново-подзолистыми.

В начале настоящей статьи мы уже указывали, что почвообразовательный процесс есть явление непрерывное во времени. Каждая почва в течение своего существования проходит через ряд стадий; каждой из них соответствуют свои признаки, относимые нами к тому или иному типу почвообразовательного процесса. Одной из этих стадий является и подзолообразовательный процесс. При этом он может быть как начальной стадией, так и промежуточной.

Заканчивая настоящую главу, скажем несколько слов о принципах классификации подзолистых почв.

По всей совокупности условий, характерных для подзолистой зоны, в ней весьма распространены явления заболачивания, налагающие определенный отпечаток на почвы. Поэтому почвы подзолистой зоны необходимо объединить прежде всего в три основных ряда: 1) элювиальный ряд или собственно подзолистые почвы, 2) переходный ряд или подзолисто-болотные почвы и 3) болотный ряд. Все эти ряды связаны между собой рядом переходов, причем второй ряд генетически близок к первому и может быть с ним объединен.

В пределах элювиального ряда выделяется, прежде всего, группа перегнойно-карбонатных почв (рендзин), именуемых некоторыми авторами дерновыми почвами. Второй группой этого ряда являются оподзоленные перегнойно-карбонатные почвы, именуемые некоторыми авторами «дерновыми подзолистыми почвами».

Третьей группой являются подзолистые почвы, разделяемые по степени подзолистости на слабо, средне и сильно подзолистые и подзолы. Это подразделение основывается или на морфологических признаках, или на тех или иных химических показателях.

Морфологическая оценка степени подзолистости страдает, во-первых, крайней субъективностью, а, во-вторых, она основывается, главным образом, на степени выноса только одного основного красящего окисла — железа. Поэтому ее нельзя считать удовлетворительной.

Что касается оценки степени подзолистости по химическим признакам, то в качестве таковых чаще всего применяется степень ненасыщенности основаниями. Однако этот признак является весьма изменчивым и поэтому мало надежным. Более правильной явилась бы оценка по степени выноса оснований, хотя и этот признак сам по себе не может считаться достаточным, особенно для почв культурных.

Поскольку для подзолистых почв самым характерным признаком является разрушение всех минералов, кроме кварца и вынос продуктов этого разрушения из верхних горизонтов, наиболее целесообразным является положить в основу классификации подзолистых почв это явление, степень развития которого может измеряться хотя бы приведенными выше элювиально-аккумулятивными коэффициентами подвижной части. В качестве дополнительных признаков могут быть введены также степень насыщенности основаниями и степень их выноса и другие.

Кроме фактора интенсивности, следует еще отмечать и фактор емкости, который в простейшем случае можно измерять по мощности верхнего подгоризонта элювиального горизонта, разделяя почвы на мощные, среднемощные и маломощные.

Следующей группой являются почвы дерново-подзолистые, к числу которых относятся почвы суходольных лугов, развившихся на территориях, освобожденных от леса. Их можно разделить, так же как и подзолистые почвы, по степени подзолистости и по мощности элювиальных горизонтов.

Почвы переходного ряда, подзолисто-болотные, следует разделять, прежде всего, по характеру заболачивания — поверхностного или грунтового. В случае последнего целесообразным является учет характера грунтовых вод — карбонатные грунтовые воды, железистые или слабо минерализованные.

Дальнейшими признаками могут служить наличие и мощность торфяного горизонта, характер и мощность перегнойно-аккумулятивного горизонта, наличие, характер и положение в почвенном профиле глеевого горизонта.

Мы не предлагаем здесь полной классификационной схемы, ибо для этого нет еще достаточного фактического материала, но хотим лишь указать те основы, на которых, как нам кажется, может быть построена классификация подзолистых почв.

Классификация почв болотного ряда в рамки настоящей статьи не входит.

VI. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе всего вышеизложенного мы можем составить себе представление о свойствах подзолистых почв как субстрата для произрастания сельскохозяйственных растений. Эти свойства в большинстве случаев являются

отрицательными: значительная потеря питательных веществ, потеря минеральных коллоидов, пониженная способность почвы к образованию благоприятной структуры, кислая реакция, неблагоприятная для многих ценных культурных растений и для процессов нитрификации, и ряд других менее существенных признаков. Единственным, быть может, положительным свойством является большая подвижность минеральных веществ, которые не дают каких-либо прочных, недоступных растению, соединений. Но содержание подвижных питательных веществ настолько незначительно, что это положительное свойство с избытком перекрывается перечисленными выше отрицательными, да и сама подвижность в крайнем своем выражении становится уже не плюсом, а минусом. Все отрицательные признаки усиливаются при отчуждении урожая растений, будь то лес или культурные сельскохозяйственные растения, так как с урожаем отчуждаются и те питательные вещества, которые находятся в нем и которые в естественных условиях рано или поздно возвращаются в почву.

Поэтому основными мероприятиями по отношению к подзолистым почвам является внесение питательных веществ, восстановление коллоидального комплекса и во многих случаях понижение кислой реакции. Первое достигается внесением удобрений, как органических, так и минеральных, второе — внесением органических удобрений (навоз, сидерация и т. д.), травосеянием, и припахиванием глинистого иллювиального горизонта, третье — известкованием.

Все эти мероприятия давно известны и давно применяются. Однако приемы их применения основаны преимущественно на чисто эмпирических данных, а не на ясных количественных (а часто и качественных) представлениях о тех изменениях, которые вносятся этими мероприятиями в почвообразовательный процесс. Судьба всех этих веществ после внесения их в почву также мало известна. Это зависит от того, что наши представления о подзолообразовании ограничены, главным образом, превращениями минерального субстрата (вековой цикл). О превращениях органического вещества и связанных с ним минеральных веществ (биологический цикл) мы знаем очень мало. Поэтому ближайшей задачей в области исследования подзолообразования (как и других почвообразовательных процессов) является изучение биологического цикла, в использовании которого и в воздействии на который и заключается, по преимуществу, влияние человека на почву.

ЛИТЕРАТУРА

Вильямс В. Р. Общее земледелие с основами почвоведения. М. 1931.
Гедройц К. К. Почвы, ненасыщенные основаниями. Журнал опытной агрономии. 1921—1923, **22**, 1—28.
Гедройц К. К. Почвенный поглощающий комплекс. Носовка 1927.
Гедройц К. К. Учение о поглотительной способности почв. М. 1933.
Гедройц К. К. К вопросу об обменном водороде и обменном алюминии в кислых почвах. Бюлл. почвоведения, 1930. № 1—4.
Грабовская О. А. и Роде А. А. Почвы центральной части Валдайской возвышенности. Тр. Инст. почв Акад. Наук СССР. **10**, вып. I, 1934.
Зайцев Б. Д. Лесные почвы Красногвардейского учлеспромхоза. Тр. Лесотехн. академии. **38**, 146—190, 1931.
Иванова Е. Н. Исследование состава поглощенных катионов в почвах Охтенской лесной дачи Ленинградской губ. Изв. Лесного инст. 33, 95—147. Л. 1927.
Ковда В. А. К географии подзолистой стадии почвообразования. Тр. Инст. почв. Акад. Наук СССР. **10**, вып. 2, 1934.

Коссович П. С. и Красюк А. А. Исследование почв земельных угодий Вологодского молочнохозяйственного института. Бюллетень по земледелию и почвоведению. Уч. Ком. Главного управления зем. и зем. СПб, № 14, 1914.
Кравков С. П. Материалы к изучению процессов разложения растительных остатков в почве. СПб, 1908.
Кравков С. П. Исследования в области изучения роли мертвого растительного покрова в почвообразовании. СПб. 1911.
Проневич А. Характер выщелоченного горизонта лесной подзолистой почвы и его отношение к морфологическому подзолистому горизонту. Сб. памяти К. Д. Глинки, 163—140, 1928.
Роде А. А. Материалы к изучению почвенного покрова Лисинского учебно-опытного леспромхоза. Сб. Природа и хозяйство учебных леспромхозов. Изд. Лесотехн. академии, вып. 3, 44—162, Л., 1931.
Роде А. А. Опыт изучения механического состава нескольких почв подзолистой зоны. Тр. Инст. почв Акад. Наук СССР, 6, 1932.
Роде А. А. О химическом составе механических фракций нескольких почв подзолистого и подзолисто-болотного типов. Тр. Инст. почв Акад. Наук СССР, 8, вып.3, 1933.
Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. Изд. Ак. Наук, М. 1937.
Aaltonen V. T. Zur Stratigraphie des Podzolprofils. Comm. ex Inst. Forest. Finl., Helsinki, 1935, 20, № 6.
Denison J. A. The chemical composition of colloidal material isolated from the horizons of various soil profiles. J. Agr. Res. Washington, 1930. 40, 469—483.
Ebermayer E. Die gesammte Lehre der Waldstreu. Berlin, 1876.
Hesselmann H. Studier over barrskogens humustacke des egenskaper och beroende av skogsvarden. Medd. f. st. sk. förs. Anst., Stockholm, 1926, H. 22, No. 5.
Rode A. A. To the Problem of the Degree of Podzolisation, «Studies in Genesis and Geography of Soils.» Ac. Sc. of USSR, 1935.
Tamm O. Markstudier i det nordsvenska barrskogsomrodet. Medd. fr. Statens skogsförsöksanstalt, Stockholm, 1920. H. 17, 49—300.
Tamm O. Studier over jördmanstyper och deras förhallande till markens hydrologi i nordsvenska skogsterränger. Medd. fr. st. skogsfürsoksant, Stockholm, 1931, H. 26, Nr. 2.
Weis F. Physical and chemical investigations on Danish heath soils. Köng. Dansk. Videnskab. Selskab. Biol. Medd. Kjobenhavn, 1929, 8, N 9, 1932, 10, № 3.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
П О Ч В Е Н Н Ы Й И Н С Т И Т У Т И М. В. В. Д О К У Ч А Е В А

Проф. И. В. ТЮРИН

ПОЧВЫ ЛЕСОСТЕПИ

I. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Лесостепь (или лесостепье) (Берг, 1935), как это ясно из самого названия, понятие прежде всего ландшафтное и ботанико-географическое, с которым связывается представление о своеобразном чередовании более или менее крупных лесных массивов и участков с безлесными степными пространствами. В настоящее время, однако, в большинстве районов лесостепи, особенно в Европейской части СССР, степные пространства почти целиком, а лесные — в значительной своей части — уже распаханы, т. е. представляют культурные угодья. Поэтому указанное выше представление о характере ландшафтов лесостепи имеет в виду не столько современную, сколько докультурную картину этого ландшафта, мысленная реставрация которой производится, главным образом, по почвам лесостепи, представленным, с одной стороны, более или менее оподзоленными почвами, а с другой — черноземами. Если первые, будучи наблюдаемы и теперь под сохранившимися лесами в лесостепи, являются показателями былого распространения лесов и на безлесных распаханных местах, то вторые, т. е. черноземы, являясь типичными почвами в степной зоне, считаются, наоборот, сохранившимися свидетелями минувшего распространения степных пространств в лесостепных районах.

Географически лесостепь занимает обычно переходную полосу на границе между лесными и степными областями. Такую переходную полосу между северной лесной зоной и степной зоной на юге представляет собой широкая зона лесостепи Европейской части СССР и Западной Сибири. Продолжением ее к востоку от Западной Сибири до озера Байкал является сравнительно узкая несплошная полоса лесостепи вдоль Сибирской железнодорожной магистрали, ограниченная как с севера, так и с юга лесами (с южной стороны — горными).

К западу от Европейской части Союза зона лесостепи продолжается в пределах Галиции и Румынии.

Вне пределов указанной зоны небольшие по площади лесостепные районы, в виде сравнительно узких полос, наблюдаются к югу от степной зоны при переходе к горным лесам Северного Кавказа (Н. А. Буш, 1936) и между степями и горными лесами в Закавказье (Захаров, 1935).

Задачей настоящего очерка является характеристика почв лесостепной зоны Европейской части Союза. Поскольку, однако, почвы лесостепи различных районов имеют целый ряд общих особенностей, мы считаем возможным использовать при этой характеристике имеющиеся материалы и по другим частям зоны лесостепи, в частности, новейшие материалы по некоторым районам лесостепи Западной Сибири.

Северная граница лесостепной зоны проводится по линии северного предела сплошного распространения серых оподзоленных почв лесостепи с пятнами и языками выщелоченных и деградированных черноземов, а южная — по линии распространения более или менее заметных пятен оподзоленных (лесных) почв среди сплошного фона типичных черноземов. Географически эти условные границы в Европейской части СССР определяются приблизительно следующими пунктами: северная — Шепетовка, Житомир, Киев, Карачев, Тула, Кашира, Рязань, Спасск (Рязанский), Горький, Казань, Уржум, Мамадыш, Сарапул, Кунгур; а южная — Балта, Кременчуг, Змиев, Купянск, Валуйки, Бобров, Борисоглебск, Саратов, Сызрань, Куйбышев, Бугуруслан, а от последнего — на ВЮВ к южной оконечности Урала, севернее Орска. Указанные границы являются условными, так как за их пределами, особенно к северу, наблюдаются более или менее значительные острова почв, относимых к оподзоленным почвам лесостепи.

Определяемая указанными границами зона лесостепи Европейской части СССР составляет около двух третей черноземной полосы по В. В. Докучаеву (1883) или черноземной зоны по К. Д. Глинке (1931), так как включает в себя северную подзону выщелоченных и деградированных черноземов и центральную подзону мощных и тучных черноземов. С ботанико-географической точки зрения такое определение границ лесостепи находится в соответствии с пределами распространения дубрав и луговых степей (Буш, 1936), а в климатическом отношении южная граница лесостепи в указанных пределах приблизительно совпадает с осью полосы барометрического максимума умеренных широт, чем и определяется климат лесостепи, более влажный по сравнению с южнее расположенной степной зоной, но более засушливый, чем климат северной лесной зоны (П. К. Броунов, 1924; Л. С. Берг, 1935). [1]

Протягиваясь широкой полосой с ЗЮЗ на ВСВ, зона лесостепи Европейской части СССР пересекает днепровский и донской языки максимального оледенения Восточноевропейской равнины, сплошное поле которого кончается, не доходя до северной границы лесостепи. Районы этих языков довольно резко выделяются на общем фоне лесостепи в геоморфологическом отношении, представляя собой относительно пониженные, слабо расчлененные равнины, тогда как районы, лежащие вне границы оледенения, являются более возвышенными и сильно расчлененными густой сетью глубоких речных долин и оврагов.

Геологические условия в зоне лесостепи очень разнообразны. Довольно общим условием является, однако, большое распространение карбонатных коренных пород, с чем несомненно связана карбонатность почвообразующих пород и грунтовых вод.

[1] В более узком смысле под лесостепью часто понимают только полосу распространения серых лесных почв, деградированных и выщелоченных черноземов. При таком понимании подзона мощных и тучных черноземов относится уже к черноземно-степной зоне.

Разнообразный характер коренных пород, распространенных в зоне лесостепи, однако далеко не полностью отражается на составе почвообразующих пород. Так, почти на всем пространстве Украинской ССР как в возвышенной правобережной части, так и в районе днепровского ледникового языка коренные породы и морена почти повсюду скрыты под более или менее мощным плащем лёсса, легко суглинистого в северной половине Украинской лесостепи и тяжело суглинистого к югу, который и является преобладающей почвообразующей породой в районах лесостепи Украинской ССР.

Следующий район Среднерусской возвышенности точно так же характеризуется довольно однородным покровом почвообразующих пород в виде лёссовидных суглинков и глин, скрывающих под собой почти целиком коренные породы. Происхождение этого чехла лёссовидных пород здесь пока еще не вполне ясно (Морозов, 1932), но несомненно, что в той или иной мере он генетически связан с коренными породами, доставившими целиком или отчасти материал для его образования.

В области распространения донского ледникового языка почвообразующими породами являются, во-первых, выветрившаяся более или менее карбонатная толща морены с небольшим количеством валунов, имеющая иногда лёссовидный характер, во-вторых, надморенные лёссовидные суглинки и глины.

В северной части этого района, к востоку от рр. Цны и Оки, расположена большая площадь древнеаллювиальных песков, полоса которых, начинаясь на юге от Тамбова, значительно расширяется к северу, лишь немного не доходя до Волги.

Более значительное разнообразие почвообразующих пород наблюдается в восточных районах лесостепи, где коренные породы принимают часто непосредственное участие в почвообразовании. Лёссовидные породы, в виде самостоятельной формы наносов, имеют здесь небольшое распространение, главным образом, по речным террасам и пологим склонам в речные долины. На всей остальной площади высоких водоразделов и склонов на поверхность выходят коренные породы, одетые более или менее развитым чехлом элювия или элювиально-делювиальных образований, на составе и внешнем облике которых ясно отражаются особенности подстилающих коренных пород. Значительная часть почвообразующих пород характеризуется глинистостью и более или менее значительной карбонатностью, за исключением продуктов выветривания песчанисто-глинистой толщи Артинского яруса в Среднеуральской лесостепи, отличающихся почти отсутствием карбонатов (Л. И. Прасолов и А. А. Роде, 1934). Только в средней части Приволжской возвышенности, в связи с распространением здесь палеогеновых песчаников, получают преобладание песчанистые продукты выветривания; за счет их переноса и отложения образовалась также широкая полоса песков по правую сторону р. Суры в Чувашской АССР.

Таким образом, на большей части площади лесостепи почвообразующие породы, будучи различными по происхождению, характеризуются в общем довольно однородным суглинистым или глинистым составом и, за немногими исключениями, карбонатностью. Песчаные породы играют подчиненную роль, занимая относительно незначительную площадь.

В отношении естественной растительности зона лесостепи, как уже было сказано, характеризуется чередованием лесных массивов с степными участками. В настоящее время естественная растительность в лесостепи пред-

ставлена почти исключительно лесами; нетронутые распашкой степные участки являются большой редкостью. [1]

За длительный исторический период площадь лесов подверглась очень большому сокращению, и многие, в прошлом лесные, районы лесостепи, даже в северной ее половине, представляют теперь почти безлесные пространства. На основании почвенных и некоторых исторических данных можно полагать, что северная половина зоны, особенно в средней части Европейской территории СССР и на востоке, в недалеком прошлом была почти сплошь облесенной (Россия, под ред. В. И. Семенова; т. II и VI, 1915). По направлению к югу площадь лесов уменьшалась, и значительные пространства между последними были заняты луговыми степями. Такая картина постепенного уменьшения площади лесов с севера на юг, однако, сильно нарушалась влиянием местных условий, связанных с геоморфологическими особенностями; так, например, в лесостепи правобережной Украины сплошные в прошлом лиственные леса Волыно-Подольского плато разъединены от Полесья полосой степи на пониженной равнине.

Что касается островов песчаных почв, то они целиком заняты сосновыми лесами с большей или меньшей примесью лиственных пород.

Подводя итог сделанному обзору главнейших условий почвообразования в лесостепной зоне в современный и недавний докультурный период, мы можем сделать вывод, что по этим условиям зона лесостепи занимает в общем переходное, промежуточное положение между северной лесной зоной и расположенной южнее безлесной степной зоной. С последней она имеет сходные условия в отношении характера почвообразующих пород, а с лесной зоной — в отношении значительной облесенности в недалеком прошлом ее северной половины. Вместе с тем, как по составу лесов и по характеру степной растительности, так и по климатическим условиям зона лесостепи имеет заметные черты отличия от обеих соседних зон, соответствующие ее переходному промежуточному положению.

В соответствии с этим положением лесостепи находятся и особенности ее почв, представленных целым рядом переходов от типичных степных черноземов до сильно оподзоленных почв, близких к типичноподзолистым почвам лесной зоны включительно. На территории лесостепной зоны подзолистый процесс, свойственный северной лесной зоне, постепенно затухает, а черноземный процесс, если итти от южнее расположенной степной зоны к северу, достигает сначала, в южной половине лесостепи, своего наивысшего предельного развития в виде мощных и тучных черноземов, а затем, при переходе в северную половину зоны, ослабляется, выражаясь как бы в регрессивных формах выщелоченных и деградированных черноземов, приобретающих в ряде случаев луговой характер. Параллельно с общим ослаблением подзолистого процесса при движении с севера на юг, а черноземного — в обратном направлении, происходит сильное уменьшение площади соответствующих почв; поэтому в северной части зоны основной фон образуют оподзоленные почвы, среди которых подчиненное положение занимают выщелоченные и деградированные (оподзоленные) черноземы, иногда лугового характера, а в южной половине, наоборот, мощные и тучные черноземы являются фоном, на котором разбросаны острова и полоски слабооподзоленных почв.

[1] Характеристику лесной и степной растительности в зоне лесостепи см. в очерке о растительности, гл. VI.

Но эта общая схема взаимоотношений между двумя господствующими направлениями (или типами) почвообразования в лесостепи в действительности оказывается значительно сложнее, вследствие влияния целого ряда местных условий, усиливающих или ослабляющих процессы вымывания и оподзоливания, или, наоборот, процессы черноземообразования. Значение этих условий, являющихся причиной очень большой пестроты почвенного покрова в лесостепной зоне, мы попытаемся выяснить в дальнейшем изложении.

Необходимо отметить, что кроме господствующего ряда почв, представленных серией переходов от типичных черноземов до сильно оподзоленных почв, ряда, который может быть назван элювиальным, в лесостепи имеют некоторое распространение почвы, в которых элювиальные процессы вымывания совмещаются с процессами, происходящими под влиянием грунтового увлажнения, а также почвы, в которых элювиальные процессы совершенно уступают свое место процессам, связанным с заболачиванием или засолением под влиянием грунтового и застойно-поверхностного увлажнения. Развитие почв этих двух подчиненных рядов, переходного (элювиально-грунтоводного) и солончаково-болотного, может приобретать весьма разнообразные формы, в зависимости от глубины залегания и состава грунтовых вод. Наиболее разнообразными могут быть почвы переходного или элювиально-грунтоводного ряда; помимо почв, сходных по своим признакам в верхних (элювиальных) горизонтах с почвами господствующего ряда, здесь встречаются почвы особого типа развития, как например солонцы.

II. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВ ЛЕСОСТЕПИ

1. Почвы элювиального ряда

Как уже сказано выше, господствующие почвы лесостепи представлены рядом переходов от типичных черноземов к сильно оподзоленным почвам. Подразделение этого ряда на отдельные генетические группы или типы и разности может быть основано на степени проявления двух основных процессов, определяющих характерные особенности почв лесостепи.

Первый из этих процессов обязан действию нисходящих токов влаги атмосферных осадков, поступающих в почву, и результатом его является вынос целого ряда продуктов выветривания и почвообразования из верхних горизонтов почвы в нижние, или из почвы в целом в нижележащие слои грунта.

Другой процесс связан с аккумулирующей деятельностью биологического фактора — растительности, которая усваивает своей корневой системой значительные количества минеральных веществ из всей толщи почвы и отлагает их в форме органических остатков преимущественно в верхнем горизонте почвы или на поверхности последней.

Результатом этого является аккумуляция в верхних горизонтах почвы гумуса и некоторых минеральных веществ, в частности, связанного с гумусом кальция. Этот процесс биологической аккумуляции, являющийся по своему направлению противоположным процессу выноса, может быть назван перегнойно-аккумулятивным (Тюрин, 1930). Основные группы лесостепных почв выделяются по степени проявления процессов выноса, приобретающих, начиная с деградированных черноземов, вполне отчетливый характер оподзоливания. Этими группами будут: 1) типичные или слабо

выщелоченные черноземы, 2) выщелоченные и слабо деградированные черноземы, 3) слабо оподзоленные почвы (включая сильно деградированные черноземы) и 4) сильно оподзоленные почвы лесостепи. В пределах каждой из этих основных групп могут быть выделены подгруппы по степени проявления перегнойно-аккумулятивного процесса (Тюрин, 1930; Завалишин, 1935).

Типичные (слабо выщелоченные) черноземы

К этой группе черноземов лесостепи относятся мощные черноземы Курской, Воронежской и Тамбовской областей, а также Украинской ССР и тучные черноземы восточной части лесостепи, распространенные в южной половине лесостепной зоны и образующие центральную подзону черноземной полосы в прежнем понимании последней. В северной половине зоны они встречаются уже только в виде небольших пятен среди выщелоченного чернозема.

Мощные черноземы, получившие свое название по большой глубине гумусового горизонта (около 1 м и более), имеют наиболее широкое и сплошное распространение в равнинной области донского ледникового языка, где они на ряду с мощностью отличаются и высоким содержанием гумуса — около 10% в верхнем слое (0—10 *см*), постепенно убывающим к низу (Г. М. Тумин, 1916). К ЗЮЗ отсюда, т. е. в пределах южной части Среднерусской возвышенности и далее на запад — в Украинской ССР, площадь мощных черноземов заметно сокращается и теряет свою непрерывность. Вместе с тем, в этом направлении происходит и значительное уменьшение гумусности верхнего слоя (до 8—6%), при некотором увеличении мощности гумусового горизонта (Г. Г. Махов, 1927, 1930).

В Заволжье мощные черноземы с умеренным содержанием гумуса (<10%) встречаются ограниченными пятнами, приуроченными, главным образом, к равнинным частям вторых надлуговых террас крупных рек. На водоразделах же мощные черноземы южной части лесостепи заменяются слабо выщелоченными тучными черноземами, имеющими значительно меньшую мощность гумусового горизонта (50—60 см), но отличающимися высоким содержанием гумуса в верхнем слое (более 10%). Кроме того, здесь же часто встречаются маломощные карбонатные тучные черноземы на плотных породах — известняках и мергелях (Л. И. Прасолов и П. Даценко, 1906; С. С. Неуструев и Л. И. Прасолов, 1911; М. Г. Шендриков, 1934).

Таким образом, по направлению с ЗЮЗ на ВСВ мощность типичных черноземов, в общем, уменьшается, а содержание гумуса в верхнем слое возрастает.

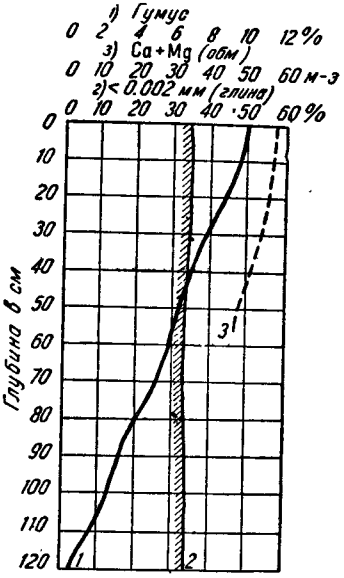
Причины этого явления пока еще не вполне ясны, хотя отчасти оно может быть обязано влиянию механического состава, так как почвообразующие породы на Украине отличаются меньшей глинистостью, чем в Средней части СССР и в Заволжье, а в пределах последнего глинистость более значительна на водоразделах, чем на террасах.

Но более существенное и общее значение, повидимому, имеют различия климатических условий, отражающихся на характере степной растительности и на процессах образования и разложения гумуса, так как по направлению с запада на восток увеличивается континентальность климата и сокращается безморозный период, в течение которого возможны процессы разложения гумуса.

Типичные мощные и тучные черноземы лесостепи характеризуются довольно глубоким выносом углекислой извести, захватывающим значительную часть гумусового горизонта, верхняя половина которого свободна от карбонатов и имеет нейтральную или очень слабо кислую реакцию. Вскипание (от HCl) у них обнаруживается в нижней половине гумусового горизонта, причем граница вскипания обычно не резкая и значительное содержание карбонатов (карбонатный иллювий) наблюдается уже в подгумусовом горизонте.

Данные валовых анализов мощных черноземов (табл. 1) обнаруживают также довольно значительный вынос силикатного магния, захватывающий почти всю толщу гумусовых горизонтов и достигающий 20—40% первоначального содержания магния в почвообразующей породе.

Такой же вынос имеет место и в отношении силикатного кальция; по А. А. Завалишину (1935), в слабо выщелоченных черноземах Кузнецкой лесостепи вынос силикатного кальция достигает 40%, значительно превышая вынос силикатного магния. В приведенных в табл. 1 данных валового анализа этот вынос, однако, маскируется аккумуляцией кальция в гумусовом горизонте в форме обменного (поглощенного) основания, связанного с гумусом (фиг. 1).



Фиг. 1. Кривые распределения гумуса, глинистой фракции и обменных оснований по профилю типичных (мощных черноземов.

В то же время в мощных черноземах отсутствует вынос алюминия и железа; наблюдающиеся небольшие колебания в содержании этих элементов по отдельным горизонтам профиля, повидимому, объясняются неоднородностью почвообразующей породы. Этой же причиной, вероятно, объясняются и колебания в содержании K_2O и Na_2O, так как эти колебания не обнаруживают определенной закономерности; однако возможность некоторого выноса силикатного калия и особенно натрия нельзя считать исключенной.

Выщелоченные и деградированные черноземы

Общим признаком этой характерной группы почв лесостепи является наличие выщелоченного от карбонатов подгумусового горизонта BC и отсутствие еще ясно выраженного иллювиального глинистого уплотненного горизонта B, свойственного оподзоленным почвам. Глубокий вынос углекислой извести и понижение pH в нижней части гумусового горизонта и в подгумусовом горизонте BC, вследствие частичного выноса поглощенного кальция, заметным образом сказывается на морфологии и химизме этих черноземов, приобретающих некоторые признаки, дальнейшее развитие которых характерно уже для оподзоленных почв. К числу этих признаков относится, во-первых, «оглинение» подгумусового горизонта, обязанное вначале дезаггрегации коллоидно глинистой фракции, а затем и некоторому накоплению коллоидов, вымываемых из верхнего горизонта; во-вторых

Валовой химический

Почва	Глубина образца (в см)	Безводная, безгумусная и бескарбонатная почва							
		SO_3	P_2O_5	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO
Мощный чернозем. Тамбовская обл.; южная часть подзоны (по Г. М. Тумину, 1916)	1—5	0.21	0.39	69.73	15.19	5.57	0.16	2.56	2.15
	20—25	0.23	0.31	68.35	15.91	5.85	0.28	3.16	2.83
	40—45	0.24	0.30	68.30	15.47	6.14	0.23	2.96	2.58
	60—65 (карб.)	0.22	0.30	68.98	16.94	6.12	0.24	2.77	2.35
	80—85 (карб.)	0.18	0.25	68.45	16.62	5.67	0.20	2.93	2.52
	122—127 (карб.)	0.21	0.25	70.81	16.10	6.13	0.19	2.21	3.31
Мощный чернозем Тамбовской обл.; северная часть подзоны (по Тумину, 1916)	1—5	0.22	0.16	73.27	12.60	6.28	0.37	1.65	1.26
	40—45	0.25	0.18	73.39	12.99	6.49	0.39	1.67	1.25
	80—85	0.21	0.21	73.73	13.53	5.62	0.32	1.64	1.15
	125—130 (карб.)	0.17	0.06	72.72	13.34	5.52	0.41	1.88	1.99
Мощный чернозем. Куйбышевская обл. (б. Пензенская губ.) (по В. В. Геммерлингу, 1930)	0—8	0.50	0.19.	71.47	14.64	6.01	0.29	2.15	1.67
	46—56	0.31	0.13	72.20	14.73	6.09	0.32	2.09	1.78
	70—75	0.40	0.10	71.42	15.19	6.07	0.30	1.87	1.58
	85—95 (карб.)	0.39	0.11	71.06	14.52	6.01	0.29	2.33	2.11
	125—130 (карб.)	0.32	0.05	73.10	14.81	5.86	0.31	0.96	1.75

характерным признаком для этих черноземов является наличие кремнеземистой присыпки, в виде легкой или более заметной припудренности, развитой на поверхности структурных отдельностей и проникающей внутрь последних. Этот признак, связанный отчасти с начавшейся подвижностью коллоидов и отчасти, может быть, с усилением процессов распада гумуса, обычно более заметно выражен в нижней части гумусового горизонта, придавая последнему сероватый оттенок. Степень развития этого признака у описываемой группы черноземов различна, от очень слабой у собственно выщелоченных черноземов до более заметной у слабо деградированных черноземов.

В отношении глубины вскипания следует отметить, что для выщелоченных и слабо деградированных черноземов характерно относительно пониженное вскипание, именно ниже границы гумусового горизонта. Абсолютно же глубина вскипания немногим ниже, чем у мощных черноземов, и в среднем не превышает 1—1.2 м, поднимаясь иногда до 70—80 см при небольшой мощности гумусового горизонта. Граница вскипания обычно очень резкая. Известны, однако, случаи более значительной глубины вскипания и даже отсутствия последнего при развитии черноземов на бескарбонатных или слабо карбонатных породах, как, например, в Среднеуральской лесостепи (Л. И. Прасолов и А. А. Роде, 1934); типичный выщелоченный чернозем бескарбонатного горизонта описан для Канашского района Чувашской АССР (И. В. Тюрин и др., 1935). Эти примеры показывают, что высокая карбонатность почвообразующих пород не является необходимым условием возникновения и существования выщелоченных и слабо деградированных

Таблица 1

состав мощных черноземов

содержит (в %)		Вынос по Коссовичу (в %)						Степень подзолистости *Q*
K_2O	Na_2O	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	
3.26	1.27	—4.2	—9.2	+17.6	—34.0	+10.7	—17.1	—5.58
2.55	0.96	+2.3	—2.8	+48.1	—13.5	—11.7	—40.4	—
2.85	1.32	—0.4	—2.7	+38.8	—19.5	— 1.2	—18.3	—
2.24	0.96	+8.0	+0.8	+28.5	—27.0	—23.3	—40.8	—
2.65	1.67	+6.7	—6.0	+36.8	—21.2	— 8.3	+ 2.9	—
2.99	1.68	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	—
2.56	1.15	—6.3	+12.7	—12.8	—37.2	+ 0.6	—17.3	—5.34
2.07	0.90	—3.5	+16.3	—11.6	—37.9	—19.2	—35.3	—
2.54	1.27	0	+ 0.3	—14.0	—43.1	— 0.8	— 9.5	—
2.53	1.38	0	0	0	0	0	0	—
1.88	0.81	+0.2	— 7.0	— 7.9	—21.5	— 1.1	+14.1	—1.98
1.22	0.51	—0.1	— 0.2	—11.6	—17.2	—36.5	—28.3	—
1.46	0.71	+4.2	+ 0.6	—19.6	—25.6	—23.3	0.0	—
1.99	0.70	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—
1.28	0.71	—	—	—	—	—	—	—

черноземов. Повидимому, даже при ограниченных запасах кальция в породе могут создаваться условия для значительной аккумуляции гумуса, насыщенного кальцием, вследствие известной комбинации притока и выноса последнего. Решающую роль в создании такой комбинации, при климатических условиях лесостепной зоны, играет рельеф в связи с гидрогеологическими особенностями, обусловливающими возможность компенсации выноса притоком со стороны или снизу. Наличие этих условий отмечено для значительной части островов выщелоченных и деградированных черноземов, повидимому лугового характера, в северной половине восточных районов лесостепи (В. Ф. Поярков, 1936; И. В. Тюрин, 1935; И. В. Тюрин и др., 1935).

Значительные колебания мощности гумусового горизонта и содержания гумуса в верхнем слое у выщелоченных и слабо деградированных черноземов обнаруживают такую же общую связь с географическим положением, какая отмечена выше для типичных черноземов. Выщелоченные черноземы центральных районов лесостепи имеют мощность около 70—80 см, приблизительно такая же мощность, или несколько выше, наблюдается у выщелоченных и деградированных черноземов Украины. Но в восточных районах лесостепи, начиная приблизительно от р. Суры, мощность уменьшается до 50—60 см в Чувашской АССР и Татарской АССР и до 40—30 см в Среднеуральской лесостепи.

Содержание гумуса в верхнем слое находится, в общем, в обратном соотношении с мощностью. Наименее гумусными являются выщелоченные и слабо деградированные черноземы Украины (4—5%); черноземы цент-

Валовой химический состав выщело

Почва	Глубина образцов (в см)	Безводная, безгумусная и бескарбонатная почва							
		SO_3	P_2O_5	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO
Выщелоченный чернозем Тамбовской обл.; южная часть подзоны (по Тумину, 1916)	1—5	0.27	0.24	75.34	11.57	4.86	0.36	1.90	1.10
	40—45	0.17	0.27	74.25	12.77	5.45	0.21	1.78	1.39
	80—85	0.05	0.08	73.89	13.21	6.01	0.19	1.26	0.79(?)
	125—135 (карб.)	0.04	0.06	74.95	11.82	6.60	0.23	1.30	1.66
Выщелоченный чернозем Тамбовской обл.; северная часть подзоны (по Тумину, 1916)	1—5	0.15	0.14	76.84	13.26	4.98	0.11	1.22	0.91
	40—45	0.08	0.12	77.02	12.18	5.41	0.08	1.36	1.02
	80—85	0.08	0.09	76.33	12.56	5.59	0.13	1.37	0.92
	124—130 (карб.)	0.06	0.03	75.79	12.57	5.42	0.11	0.94	1.64
Выщелоченный суглинистый чернозем Спасской опытной станции Татарской АССР (по И. В. Тюрину)	2—14	—	0.29	75.81	11.06	5.65	0.13	2.42	1.44
	20—35	—	0.19	75.60	11.16	5.64	0.13	2.01	1.56
	60—73	—	0.17	75.31	11.60	5.97	0.13	1.55	1.55
	100—115	—	0.22	75.73	11.27	6.16	0.13	1.43	1.61
	165—180 (карб.)	—	0.09	72.95	13.64	5.72	0.12	1.99	2.22
Слабо деградированный чернозем на оглеенном лёссе УССР (б. Волынской губ.) (по А. А. Красюку, 1922)	5—12	—	—	81.53	10.25	3.97	—	1.81	0.73
	50—65 (карб.)	—	—	80.36	10.15	4.04	—	1.62	0.98
	100—110 (карб.)	—	—	79.52	9.97	3.65	—	1.57	1.19
	210—220 (карб.)	—	—	81.16	10.40	4.15	—	0.75	1.72

ральных районов имеют 6—8%, а в восточных районах лесостепи часто выше 10%.

По данным валовых анализов, приведенным в табл. 2, в выщелоченных и слабо деградированных черноземах наблюдается значительный вынос силикатного магния из всей толщи выщелоченных от карбонатов горизонтов; величина этого выноса для верхнего слоя колеблется от 24 до 57% и в общем уменьшается с глубиной. [1] Более определенным, по сравнению с типичными (мощными и тучными) черноземами, оказывается и вынос железа, в меньшей мере алюминия, из верхней части гумусового горизонта; этот вынос сопровождается в некоторых случаях незначительным накоплением названных элементов в горизонте В (и ВС). С наличием выноса железа и алюминия согласуется и некоторое уменьшение содержания глинистой фракции (<0.002 мм) в верхней части гумусового горизонта (фиг. 2). Эти данные говорят в пользу предположения, что для выщелоченных черноземов не исключена, а для слабо деградированных весьма вероятна их бывшая облесенность, тем более, что известны случаи и современного их нахождения под лесами.

[1] Возможно, что последняя цифра является преувеличенной из-за наличия в горизонте С карбоната магния, содержание которого, в виду отсутствия подходящего метода, не определяется и вся CO_2 карбонатов перечисляется на $CaCO_3$.

Таблица 2

ченных и слабо деградированных черноземов

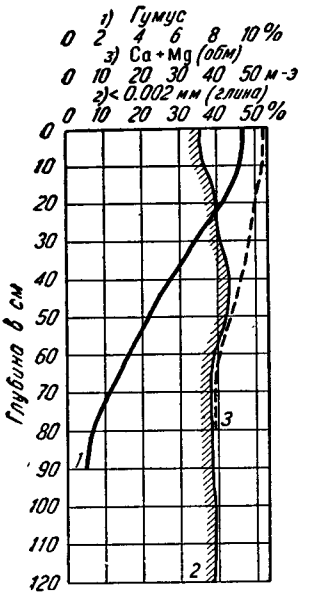
содержит (в %)		Вынос по Коссовичу (в %)						Степень подзолистости *Q*
K_2O	Na_2O	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	
2.86	1.67	— 3.7	—26.7	+45.7	—34.0	+10.2	+49.0	— 2.06
2.77	1.34	+ 8.0	—15.9	+38.1	—19.0	+ 8.4	+21.5	—
2.40	1.18	+12.2	—7.61	— 1.2	—51.6(?)	+22.7	+ 6.7	—
2.58	1.12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—
1.61	0.90	+ 4.2	— 9.4	+28.2	—45.4	—45.0	— 1.7	— 5.64
2.14	0.89	— 4.6	— 1.8	+42.7	—39.0	—29.0	— 3.4	—
2.28	0.97	— 0.8	+ 2.4	+33.9	—44.0	—21.3	+ 6.8	—
2.88	0.90	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—
—	—	—18.9	— 1.2	+21.6	—35.1	—	—	—13.94
—	—	—18.2	— 1.4	+ 1.0	—29.8	—	—	—
—	—	—14.9	+ 4.4	—22.1	—30.2	—	—	—
—	—	—17.4	+ 7.7	—28.1	—27.5	—	—	—
—	—	0.0	0.0	0.0	0.0	—	—	—
2.26	1.09	— 1.9	— 4.7	+141.3	—57.5	+12.1	— 1.4	— 2.4
2.28	1.09	— 1.4	— 1.6	+118.5	—42.4	+14.6	— 0.7	—
2.01	0.88	— 2.2	—10.2	+114.1	—29.7	+ 2.4	—18.4	—
2.01	1.11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—

Результатом значительной аккумуляции кальция в форме обменного (поглощенного) основания являются положительные величины для CaO (при пересчете по Коссовичу) почти во всей толще выщелоченных от $CaCO_3$ горизонтов (с заметным уменьшением сверху вниз). В виду отсутствия данных по определению обменного кальция в карбонатных горизонтах мы не имели возможности сделать пересчет для почвы, лишенной обменных оснований и, следовательно, получить представление о величине выноса силикатного кальция. По данным Завалишина (1935) в выщелоченных и деградированных черноземах Кузнецкой лесостепи этот вынос достигает 40%, как и в слабо выщелоченных черноземах.

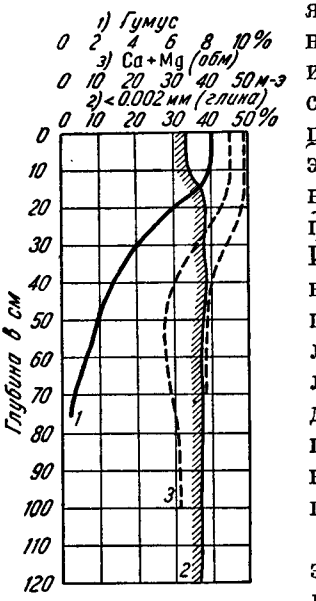
Что же касается силикатных калия и натрия, то в отношении этих элементов данные оказываются очень противоречивыми и не дают возможности сделать определенные выводы.

Слабо оподзоленные почвы лесостепи

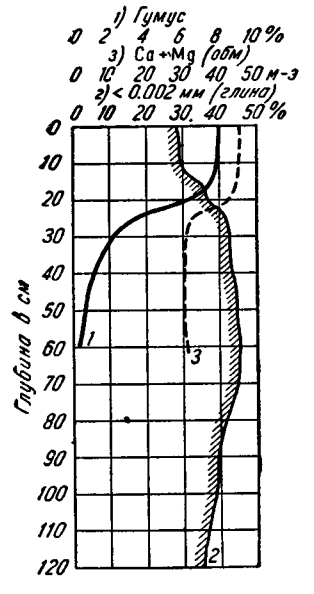
К группе слабо оподзоленных лесостепных почв относятся довольно разнообразные почвы, занимающие переходное положение между выщелоченными черноземами, с одной стороны, и сильно оподзоленными почвами лесостепи, с другой. Общим признаком, отличающим эту обширную и характерную для зоны лесостепи группу почв от выщелоченных черноземов,



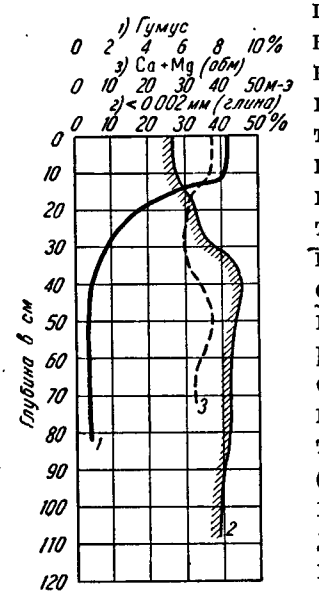
Фиг. 2. Кривые распределения гумуса, глинистой фракции и обменных оснований по профилю выщелоченных черноземов.



Фиг. 3. Кривые распределения гумуса, глинистой фракции и обменных оснований по профилю деградированных черноземов.



Фиг. 4. Кривые распределения гумуса, глинистой фракции и обменных оснований по профилю темносерых слабо оподзоленных почв лесостепи.



Фиг. 5. Кривые распределения гумуса, глинистой фракции и обменных оснований по профилю серых слабо оподзоленных почв лесостепи.

является ясно выраженное по морфологическим и физико-химическим свойствам расчленение почвенного профиля на элювиальный оподзоленный и иллювиальный глинистый горизонты. Иначе говоря, процессы выноса в этой группе почв приобретают отчетливый характер оподзоливания. Однако оно не достигает еще такой степени, которое свойственно сильно оподзоленным почвам.

Элювиальный оподзоленный горизонт в группе слабо оподзоленных почв подразделяется на два подгоризонта — перегнойно - аккумулятивный A_1 и переходный оподзоленный A_2B_1. В первом оподзоленность несмотря на более сильную степень последней по сравнению с горизонтом A_2B_1, более или менее сильно маскируется перегнойно - аккумулятивным процессом, во втором же признаки оподзоливания выступают более отчетливо, выражаясь в посветлении окраски и в развитии мучнистой присыпки остаточного кремнезема (кварца) как на поверхности структурных отдельностей, так отчасти и в виде свободной пылеватой массы, пересыпающей эти отдельности. Этой морфологически выраженной оподзоленности горизонта A_2B_1 соответствует наимень-

шая, по сравнению с горизонтами A_1 и B_2, величина содержания обменных оснований и емкости обменного поглощения; однако, по данным валового анализа и по содержанию глинистой фракции (<0.002 мм), более сильно оподзоленным оказывается, как правило, верхний горизонт A_1 (фиг. 3, 4 и 5). Что же касается иллювиального горизонта B_2, то он у слабо оподзоленных почв приобретает характерные для подзолистых почв лесостепи признаки—уплотнение, глинистость и призмовидно-комковатую структуру, которые сравнительно мало усиливаются при переходе в группу сильно оподзоленных почв.

Развитие подзолистого процесса в известной мере ограничивает степень проявления перегнойно-аккумулятивного процесса, который в группе слабо оподзоленных почв обнаруживает, в общем, ослабление по сравнению с типичными и выщелоченными черноземами. Однако полной обратной зависимости между степенью выноса (или оподзоленности), с одной стороны, и биологической аккумуляцией гумуса и обменного кальция, с другой,— в группе слабо оподзоленных почв не наблюдается. Имеющиеся к настоящему времени данные (А. А. Завалишин, 1935; И. В. Тюрин, 1935) показывают, что перегнойно-аккумулятивный процесс в этой группе почв обнаруживает значительную степень «свободы» и в ряде случаев достигает почти таких же размеров, как у типичных и выщелоченных черноземов.

Существующие материалы по почвам лесостепи Европейской части СССР позволяют различать две основных подгруппы слабо оподзоленных почв: 1) сильно деградированные (оподзоленные) черноземы и 2) темносерые и серые слабо оподзоленные почвы (или темносерые и серые «лесные земли» прежних авторов).

С морфологической стороны эти подгруппы различаются, главным образом, по характеру перегнойно-аккумулятивного горизонта A_1: у сильно деградированных черноземов этот горизонт по мощности, структуре и окраске сходен с соответствующим горизонтом выщелоченных черноземов, тогда как у серых слабо оподзоленных почв он имеет меньшую мощность (около 15—20 см), серую (или коричнево-серую) окраску и менее прочную порошисто-комковатую структуру; темносерые почвы занимают промежуточное положение.

По данным валовых анализов, приводимых в табл. 3 и 4, обе подгруппы слабо оподзоленных почв лесостепи обнаруживают характерный для подзолистого процесса вынос магния, железа и алюминия, достигающий наиболее значительных размеров в перегнойно-аккумулятивном горизонте A_1. Величины этого выноса при пересчете по Коссовичу колеблются в следующих пределах (в %):

	MgO	Fe_2O_3	Al_2O_3	Степень оподзоленности[1]
Сильно деградированные черноземы	20—32	25—29	9—21	11—16
Серые слабо оподзоленные почвы	40—64	22—45	19—33	26—36

Из этих данных видно, что здесь наблюдается такой же порядок выноса названных элементов, какой имеет место для подзолистых почв северной

[1] Степень оподзоленности выражается коэффициентом Q и вычислена по формуле $Q=100\cdot\frac{100\,|(SiO_2)_1-(SiO_2)_0|}{|(SiO_2)_1\cdot|100+SiO_2)_0|}$, предложенной Роде и Грабовской (Тр. Почвенного инст. Акад. Наук СССР, т. X, в. 1, 1934.

Валовой химический состав сильно

Почвы	Глубина образцов (в см)	Безводная, безгумусная и бескарбонатная почва							
		SO_3	P_2O_5	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO
«Северный» чернозем Тамбовской обл. (б. Тамбовской губ.) (по Тумину, 1916)	1—5	0.25	0.13	80.30	8.91	4.43	0.30	1.67	0.68
	20—25	0.06	0.08	79.43	9.38	5.32	0.24	1.39	0.83
	40—45	0.22	0.10	75.35	11.93	5.69	0.21	1.35	0.85
	80—85	0.17	0.08	77.55	10.97	5.79	0.30	1.15	0.54
	130—135	0.18	0.05	77.18	10.85	5.69	0.35	1.16	0.95
Сильно деградированный чернозем на лёссовидном суглинке УССР (б. Подольской губ.) (по Красюку, 1922)	4—14	0.13	0.24	78.44	11.88	3.98	—	1.54	1.04
	40—50	0.06	0.18	78.07	11.23	4.58	—	1.30	1.05
	95—100	0.06	0.12	77.69	11.72	4.94	—	1.19	1.19
	190—200 (карб.)	0.07	0.19	76.09	12.68	5.45	—	1.57	1.42
Деградированный чернозем Бирского кантона Башкирской АССР (по В. Ф. Пояркову, 1936)	0—10	—	—	72.85	13.70	6.39	—	2.85	1.66
	37—45	—	—	72.76	14.60	6.77	—	2.21	1.81
	90—100	—	—	69.26	16.47	8.20	—	1.40	2.47
В % от веса безводной, безгумусной, бескарбонатной									
Деградированный чернозем Среднеуральской лесостепи (по Роде, 1934)	0—10	—	—	72.03	17.01	5.87	—	0.86	1.63
	20—28	—	—	71.19	18.35	5.34	—	0.53	1.83
	50—60	—	—	66.90	19.83	7.73	—	0.52	2.54
	110—120	—	—	68.27	19.75	7.45	—	0.51	1.92

лесной зоны, т. е. Mg > Fe > Al (А. А. Роде, 1931), хотя в отношении магния имеются и единичные отклонения, которые, вероятно, обусловлены различиями в составе почвообразующих пород.

Интересно отметить, что величины выноса магния, железа и алюминия для сильно деградированных черноземов Европейской части лесостепи СССР оказываются почти одинаковыми с величинами выноса названных элементов в сильно оподзоленных почвах Кузнецкой лесостепи Западной Сибири, где, по данным Завалишина (1935), размеры выноса характеризуются следующими величинами: для Mg 25—35%, для Fe 26—30% и для Al 14—20%. Из этого сопоставления можно сделать вывод, что различия в степени оподзоленности по количественным показателям выноса, установленным на основании данных валовых анализов для одних районов лесостепи, не могут иметь общего значения для всей лесостепной зоны и, следовательно, подразделение на слабо и сильно оподзоленные почвы имеет условный характер.

Возвращаясь к приведенным выше данным, характеризующим степень выноса в слабо оподзоленных почвах лесостепи Европейской части СССР, необходимо отметить, что по сравнению с сильно деградированными черноземами серые слабо оподзоленные почвы отличаются значительно более высокой степенью выноса Mg, Fe и Al, по которой могут быть выделены в особую группу, переходную к сильно оподзоленным почвам. Тем не менее, по своим морфологическим признакам, по гумусности и по содержанию

Таблица 3

деградированных черноземов

содержит (в %)		Вынос по Коссовичу (в %)						Степень оподзоленности Q
K_2O	Na_2O	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	
2.32	1.31	—21.0	—25.2	+38.7	—31.7	— 3.3	+31.4	—11.57
2.39	1.26	—15.9	—10.3	+16.6	—15.4	+ 0.7	+27.4	—
2.71	1.23	+12.6	+ 2.4	+19.3	— 8.1	+20.0	+31.4	—
2.51	1.26	+ 0.7	+ 1.3	— 1.3	—43.9	+ 8.3	+30.6	—
2.31	0.96	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—
3.91	1.06	— 9.1	—29.0	— 4.8	—28.5	+12.4	— 8.7	—12.53
3.81	1.15	—13.6	—16.7	—19.4	—28.0	+ 9.7	— 1.3	—
3.72	1.20	— 9.5	—11.2	—25.7	—17.7	+ 7.7	+ 3.3	—
3.39	1.14	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—
—	—	—20.6	—25.9	+93.5	—36.0	—	—	—16.03
—	—	—15.6	—21.4	+50.0	—30.3	—	—	—
—	—	0.0	0.0	0.0	0.0	—	—	—
и лишенной поглощенных оснований почвы								
1.60	1.52	—18.4	—25.3	+59.8	—19.6	—24.6	+25.2	—16.05
1.50	1.38	—11.7	—21.3	— 0.6	— 8.6	—28.4	+15.1	—
1.48	0.87	+ 2.6	+ 6.0	+ 4.0	+35.0	—24.9	—22.3	—
2.01	1.15	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—

обменных оснований они сохраняют типичные черты слабо подзолистых почв. Причину этого несоответствия между степенью оподзоленности, по размерам выноса и по только что перечисленным признакам, следует, повидимому, искать в большом богатстве почвообразующих пород лесостепной зоны глинными минералами, играющими большую роль в структурообразовании, в обменной поглотительной способности и в закреплении гумуса.

Несмотря на то, что вынос Al и Fe сопровождается заметным относительным обеднением верхнего горизонта в отношении глинистой фракции (фиг. 4 и 5), абсолютное содержание последней в серых слабо оподзоленных почвах остается еще достаточно значительным для сохранения типичных особенностей слабо оподзоленных почв.

Перейдем к разбору данных, характеризующих группу слабо оподзоленных почв в отношении содержания гумуса и обменных оснований (фиг. 3, 4, 5). Сильно деградированные черноземы по содержанию гумуса в горизонте A_1 мало отличаются от выщелоченных черноземов, причем в одних случаях они оказываются несколько менее гумусными, а в других случаях, наоборот, более гумусными, по сравнению с выщелоченными и даже с типичными тучными черноземами (М. И. Рожанец и С. Е. Рожанец-Кучеровская, 1928; И. В. Тюрин, 1935; И. В. Тюрин и др., 1935). Значительное уменьшение содержания гумуса, по сравнению с выщелоченными черноземами, имеет место только в темносерых и особенно серых слабо оподзоленных почвах, причем для этих почв, так же как и для сильно деградированных

Валовой химический состав серых

Почва	Глубина образцов (в см)	Безводная, безгумусная и бескарбонатная почва							
		SO_3	P_2O_5	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO
Серая лесная суглинистая почва на лёссовидном суглинке УССР (б. Подольской губ.) (по Красюку, 1922)	5—12	0.20	0.13	81.00	10.50	3.81	0.11	0.96	0.86
	33—43	0.29	0.03	79.26	11.59	4.68	—	1.05	1.00
	90—109	0.30	0.07	74.59	12.83	5.72	0.09	0.93	1.37
	185—200 (карб.)	0.30	0.14	75.30	12.11	4.57	0.08	1.68	1.88
Слабо подзолистая почва 3-го рода Тамбовской обл. (б. Тамб. губ.) (по Тумину, 1916)	1—5	0.08	0.07	83.08	8.76	2.88	0.07	1.15	0.66
	20—25	0.03	0.04	78.84	11.61	4.13	0.04	1.06	0.98
	40—45	0.06	0.11	78.32	10.99	4.78	0.11	1.18	0.91
	80—85	0.09	0.07	78.60	11.12	4.89	0.10	1.11	0.96
	145—150	0.10	0.06	78.34	11.37	4.96	0.09	1.05	1.04
Серая слабо оподзоленная глинистая почва на элювии мергелистых глин Татарского яруса Татарской АССР (по И. В. Тюрину)	2—6	—	—	76.92	11.06	4.52	0.28	1.65	1.24
	23—35	—	—	75.71	12.18	4.80	0.13	1.13	1.32
	45—58	—	—	72.62	14.11	5.90	0.12	1.09	1.77
	127—132 (карб.)	—	—	68.16	14.87	6.67	0.16	1.60	3.08
В % на безгумусную, безводную, бескарбонатную									
	2—6	—	—	77.63	—	—	—	0.72	1.17
	23—35	—	—	76.29	—	—	—	0.45	1.22
	45—58	—	—	73.22	—	—	—	0.48	1.66
	127—132	—	—	68.88	—	—	—	0.67	2.97

черноземов, сохраняется отмеченная выше географическая закономерность увеличения содержания гумуса в верхнем слое по направлению от западных районов лесостепи к восточным. Представление об этом могут дать следующие средние цифровые данные количества гумуса в слое 0—10 см (F. Lewchenko, 1930; И. В. Тюрин, 1933; Тюрин, Андреев, Земляницкий, Шендриков, 1935; Тюремнов, 1913; Шендриков, 1934; Поярков, 1936):

	Темносерые	Серые
Украинская ССР	3.6—4.4	2.0—3.1
Средняя часть Европейской территории СССР	5.1—7.8	3.8—5.1
Чувашская АССР и Татарская АССР . .	6.0—8.0	4.0—6.0
Башкирская АССР	8.0—9.0	—

В распределении гумуса по профилю слабо оподзоленных почв обычно наблюдается несколько более резкое падение от горизонта A_1 к горизонту A_2B_1, чем у выщелоченных черноземов. Разница, однако, сглаживается в случае почв, испытавших влияние травянистого покрова, особенно под березовыми лесами, под которыми наблюдается более глубокое проникновение гумуса вглубь профиля (А. А. Завалишин, 1935).

Собственно гумусовыми горизонтами слабо оподзоленных почв являются горизонты A_1 и A_2B_1; что же касается нижележащего иллювиально-глини-

Таблица 4

слабо оподзоленных почв лесостепи

содержит (в %)		Вынос по Коссовичу (в %)						Степень оподзоленности Q
K_2O	Na_2O	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	
2.37	1.20	—19.4	—22.6	—47.1	—57.4	— 3.6	— 5.7	—28.50
2.43	1.16	— 9.1	— 2.8	—40.8	—49.4	+ 1.0	— 7.0	—
2.44	1.19	+ 7.0	+26.3	—43.9	—26.1	+ 7.9	+ 1.3	—
2.28	1.18	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—
2.50	1.15	—27.4	—45.3	+ 1.4	—40.6	— 1.0	+ 2.2	—26.33
2.50	0.91	— 1.0	—17.2	— 1.4	— 6.8	+ 4.2	—14.1	—
2.39	1.03	— 3.6	— 3.6	+11.0	—12.7	+ 0.3	— 2.9	—
2.36	1.05	— 2.5	— 1.7	+ 3.7	— 8.3	— 1.3	— 1.4	—
2.38	1.06	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—
1.93	1.78	—33.5	—39.9	— 8.5	—64.3	—17.1	—41.3	—35.77
2.19	1.76	—25.7	—35.2	—36.3	—61.4	— 4.6	—41.1	—
2.08	1.58	—10.3	—17.0	—35.9	—45.9	— 5.6	—44.6	—
2.07	2.69	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—
и лишенную поглощенных оснований почву								
—	—	—	—	+ 4.1	—65.0	—	—	—
—	—	—	—	—39.2	—62.9	—	—	—
—	—	—	—	—34.2	—47.3	—	—	—
—	—	—	—	0.0	0.0	—	—	—

стого горизонта B_1, то он обнаруживает очень изменчивое содержание гумуса: то очень незначительное, то довольно заметное, в некоторых, правда, редких случаях, даже превышающее содержание гумуса в горизонте A_2B. Причина этих колебаний лежит, повидимому, в том, что в почвах под лесами источником гумуса в этом горизонте является, главным образом, растворимый гумус, вмываемый из верхних горизонтов; поэтому накопление его, очевидно, возможно только при наличии условий для его закрепления. Эти условия в горизонте В могут иметь место при близком уровне вскипания, что наблюдается при развитии слабо оподзоленных почв на тяжелых карбонатных породах, например на мергелистых юрских и нижнемеловых глинах, что было отмечено еще Ризположенским (1892) и подтверждено новейшими работами (И. В. Тюрин, 1935; И. В. Тюрин и др., 1935). Такие же условия могут создаваться и при повышенном залегании карбонатно-глеевого горизонта в почвах, представляющих переход к почвам элювиально-грунтоводного ряда.

При более же глубоком уровне вскипания иллювиальный горизонт В обычно имеет незначительное содержание гумуса. Верхние горизонты различных представителей слабо оподзоленных почв лесостепи имеют почти одинаковую степень насыщенности основаниями, соответствующую слабо кислой реакции (pH около 6.0—6.5). Поэтому содержание обменных оснований, представленных главным образом кальцием и в меньшей мере магнием, обнаруживает большое соответствие с содержанием гумуса.

Так, для серых тяжело суглинистых почв сумма поглощенных Ca и Mg выражается цифрой от 25 до 40 м-экв на 100 г почвы в горизонте A_1 (0—10 см), а для темносерых — от 30 до 50 м-экв. Некоторые разности особенно сильно гумусированных темносерых почв и оподзоленных черноземов обнаруживают даже еще более высокое содержание Ca и Mg, доходящее, например, в Кузнецкой лесостепи до 72 м-экв, как в самых тучных черноземах (А. А. Завалишин, 1935).

В следующем горизонте (A_2B_1) содержание поглощенных оснований резко снижается вплоть до начала горизонта B, в котором обычно наблюдается снова некоторое увеличение. Уменьшению содержания поглощенных оснований в горизонте A_2B_1 соответствует небольшое подкисление реакции, которое в серых слабо оподзоленных почвах продолжается и в иллювиальном горизонте B_2 (И. В. Тюрин, 1935; И. В. Тюрин и др., 1935).

По вопросу о происхождении слабо оподзоленных почв лесостепной зоны существуют различные взгляды, которые могут быть сведены к трем предположениям (И. В. Тюрин, 1930).

1) Развитие слабо оподзоленных почв лесостепи является результатом своеобразного процесса почвообразования, происходящего под пологом широколиственных, иногда изреженных лесов (следовательно, и при участии травянистой растительности), при тех климатических условиях, которые характерны для лесостепной зоны (Докучаев, 1883, 1886, 1889).

2) Слабо оподзоленные почвы лесостепи развились из степных черноземов путем деградации последних под влиянием наступавших на степи лесов (С. И. Коржинский, 1887, 1888; Танфильев, 1895, 1896, 1901).

3) Слабо оподзоленные почвы, развившись под лесами, частью испытали на себе влияние вторичностепной (или луговой) растительности, возникавшей после истребления лесов человеком, в результате чего часть этих почв получила признаки, приближающие их к черноземам (В. Талиев, 1901, 1902, 1904, 1905; И. В. Тюрин, 1930).

Основными из этих предположений являются два первых, так как с ними связаны различные направления во взглядах на историю ландшафтов лесостепной зоны за длительный период послеледниковой эпохи.

Третье предположение можно считать дополнением к первому, имея в виду явления современные или относящиеся к недавнему историческому прошлому; это предположение не исключает и гипотезы о происхождении слабо оподзоленных почв путем деградации черноземов в предшествующий доисторический период, т. е. до начала истребления лесов человеком.

Наиболее широким признанием в настоящее время пользуется, как известно, предположение о происхождении оподзоленных почв лесостепи путем деградации черноземов, выдвинутое в восьмидесятых годах прошлого столетия Коржинским. Накопленные за последнее время материалы, однако, заставляют притти к выводу, что этот путь не является единственным, и некоторые особенности слабо оподзоленных почв лесостепи получают более удовлетворительное объяснение с точки зрения других вышеизложенных предположений.

Развитие слабо оподзоленных почв лесостепи из выщелоченных черноземов обычно рисуется следующим образом (А. А. Завалишин, 1935; N. Florow, 1925). Гумусовый горизонт чернозема в результате усилившегося выщелачивания постепенно расчленяется на горизонты A_1 и A_2B_1; верхняя часть подгумусового горизонта BC превращается в иллювиальный горизонт B,

а горизонт ВС опускается книзу вслед за понижением уровня вскипания. Таким образом, принимается, что характерный для слабо оподзоленных почв горизонт развития кремнеземистой присыпки A_2B_1 возникает на месте нижней половины гумусового горизонта чернозема, где наблюдается наиболее интенсивный вынос поглощенного кальция, и мощность всего элювиального слоя ($A_1+A_2B_1$) у слабо оподзоленных почв соответствует мощности гумусового горизонта исходных черноземов. Такое соответствие имеет место, например, в Кузнецкой лесостепи Западной Сибири, где Завалишиным установлен, кроме того, ряд и более глубоко оподзоленных почв, мощность элювиального слоя которых ($A_1+A_2B_1$ или $A_1+A_2+A_2B_1$) даже больше мощности гумусового горизонта существующих черноземов.

Однако в Европейской части лесостепной зоны СССР это соответствие наблюдается (и то не во всех случаях) только при сравнении выщелоченных и сильно деградированных черноземов. Что же касается темносерых и серых слабо оподзоленных почв, характеризующихся более сильной оподзоленностью, то в подавляющем большинстве случаев они имеют заметно меньшую мощность горизонтов $A_1+A_2B_1$, по сравнению с мощностью распространенных здесь выщелоченных черноземов. Это совершенно бесспорно следует не только из морфологических описаний, но и из объективных данных механического и химического анализов, обнаруживающих начало иллювиального горизонта с глубины 30—40 см, тогда как мощность выщелоченных черноземов в тех же районах не ниже 50 см (А. М. Мясникова, 1930; И. В. Тюрин, 1935; И. В. Тюрин и др. 1935; И. К. Фрейберг, 1908).

Для объяснения этого явления высказано несколько предположений. Первое предположение заключается в том, что процесс оподзоливания (деградации) в большинстве слабо оподзоленных почв лесостепи начался тогда, когда черноземы не достигли современной стадии развития и имели меньшую мощность. Это предположение было высказано Коржинским (1887) и затем развито Н. М. Сибирцевым (1900—1901).

Другое предположение, высказанное в недавней работе Пояркова (1936) в отношении слабо оподзоленных почв Бирской лесостепи (Башкирской АССР), объясняет меньшую мощность этих почв процессами смыва (денудации), возникающими вследствие сильно расчлененного рельефа. Из этого предположения следует, что верхние горизонты слабо оподзоленных почв могли развиться только из части бывшего гумусового горизонта или даже из горизонта ВС «обезглавленных» денудацией черноземов.

Мыслимо и третье предположение, что развитие слабо оподзоленных почв с меньшей мощностью, чем у черноземов, не было связано с предшествующей стадией степного чернозема; такой стадией могла быть лесная же почва перегнойно-карбонатного типа с обычной для таких почв небольшой мощностью гумусового горизонта.

С точки зрения развития морфологических и физико-химических признаков слабо оподзоленных почв с небольшой мощностью горизонта $A_1+A_2B_1$ все три предположения можно считать равноценными, так как, даже в случае правильности первого предположения, наследие мало развитых черноземов небольшой мощности могло иметь для дальнейшего развития этих почв не большее значение, чем наследие перегнойно-карбонатной стадии под лесом. [1]

[1] Следует отметить, что уменьшение мощности оподзоленных горизонтов $A_1+A_2B_1$ у серых слабо оподзоленных почв, по сравнению с менее оподзоленными дегради-

Одним из основных положений гипотезы о происхождении оподзоленных почв лесостепи путем деградации степных черноземов является взгляд, что леса не образуют чернозема и не могут образовать значительного количества гумуса, накопление последнего возможно только под степной растительностью и поэтому наличие черноземов и близких к ним по гумусности почв под лесами, а также наблюдаемые постепенные переходы от степных черноземов к серым и светлосерым оподзоленным почвам лесостепи можно объяснить, только исходя из предположения о занятии лесами степных черноземов, которые под влиянием леса теряют былые запасы гумуса и деградируются в подзолистые почвы (С. М. Коржинский, 1887). Исходя из этого положения, следует ожидать известного параллелизма между степенью оподзоленности и содержанием гумуса. Однако уже прежние исследования по б. Тульской губ. и особенно ряд современных работ показали, что определенной корреляции между гумусностью и подзолистостью не имеется, и при одной и той же степени оподзоленности может наблюдаться весьма различное содержание гумуса как в верхнем слое, так и во всем профиле почвы (И. Д. Тюрин, 1935; В. Ф. Поярков, 1936). Высказывалось мнение (С. И. Тюремнов, 1913; Р. С. Ильин, 1935), что это явление обусловлено различной гумусностью исходных черноземов, из которых произошли оподзоленные почвы лесостепи, иначе говоря, предполагалось, что гумус последних является в значительной мере остаточным гумусом черноземов. Это мнение, однако, противоречит современному представлению о динамичности гумуса, образование и разложение которого происходит несомненно с гораздо большей скоростью, чем процессы оподзоливания минеральной части почв. Это особенно относится к почвам лесостепи, где процессы оподзоливания должны итти очень медленно из-за высокой насыщенности гумусового горизонта кальцием. [1] Указанное выше мнение не подтверждается также и имеющимися данными по изучению состава гумуса в слабо оподзоленных почвах лесостепи.

Если предполагать, что гумус оподзоленных почв лесостепи является в значительной мере остаточным гумусом черноземов, то следовало бы ожидать относительного увеличения в нем группы негидролизуемых веществ (гумина-лигнина и гуминовой кислоты) и, следовательно, резкого качественного отличия от гумуса «первичных» подзолистых почв лесной зоны, в которых содержание негидролизуемых веществ значительно ниже, чем в черноземах. Имеющиеся в нашем распоряжении данные показывают совершенно обратное; по содержанию группы негидролизуемых веществ в целом

рованными черноземами, может происходить вследствие повышения уровня иллювиального горизонта, благодаря усилившемуся выносу коллоидно-глинистых частиц из горизонтов A_1 и фиксации их в горизонте A_2B_1. Возможность такого повышения уровня иллювиального горизонта вытекает из исследований Аалтонена (V. T. Aaltonen, 1935), установившего, что глубина залегания этого горизонта уменьшается по мере увеличения возраста подзолистых почв.

Весьма возможно, что при достаточно далеко зашедших явлениях оподзоливания различия, имевшие место на предшествующих стадиях развития, сглаживаются до такой степени, что уже не отражаются на строении почвенного профиля.

[1] Выводы о большой скорости процессов деградации черноземов под лесными посадками (К. П. Горшенин, 1924; М. Е. Ткаченко, 1908) не могут считаться убедительными по той причине, что наблюдения производились в местах, где естественные леса существуют в настоящее время или были в самом недалеком прошлом. Наблюдения же над изменением типичных черноземов под лесными посадками в Каменой степи показали увеличение содержания гумуса и мощности гумусового горизонта при некотором понижении линии вскипания (Г. М. Тумин, 1930).

слабо оподзоленные почвы лесостепи занимают промежуточное положение между черноземами и подзолистыми почвами лесной зоны (табл. 5).

Таблица 5

Состав гумуса в слабо оподзоленных почвах лесостепи
(Анализы Е. Л. Гуткиной)

Почвы	Горизонты	Глубина (в см)	Гумус (в %)	Негидролизуемые вещества (в %)	Гуминовая кислота в гумусе (в %)
Выщелоченный чернозем Новосильского района	A	0—10	8.18	71.76	42.7
	AB	45—65	4.31	65.92	45.8
Серая слабо оподзоленная почва лесостепи (лесная) Новосильского района	A_1	0—6	9.17	48.8	15.3
	A_1	6—16	3.88	48.17	21.5
	A_2B_1	24—34	2.07	67.56	46.2
Серая подзолистая почва лесостепи Куйбышевской обл.	A_1	0—10	6.00	45.5	36.5
	A_2	20—27	1.60	74.47	32.34
	B	40—50	0.80	73.71	7.76

Из табл. 5 видно, что это промежуточное положение слабо оподзоленных почв между черноземами и подзолистыми почвами прежде всего относится к верхнему горизонту A_1, в котором как раз и наблюдаются значительные колебания в содержании гумуса. По содержанию же гуминовой кислоты в одних случаях наблюдается сходство с черноземами, в других, наоборот, с подзолистыми почвами.

Таким образом, можно считать, что состав гумуса слабо оподзоленных почв лесостепи не обнаруживает признаков «остаточного» гумуса черноземов; наоборот, можно с уверенностью полагать, что здесь мы имеем современный гумус, образование которого связано с существующими условиями почвообразования. В характере этих условий, очевидно, и следует искать причины значительных колебаний в содержании гумуса, наблюдающихся в описываемой группе почв.

Одна из этих причин географического порядка была уже указана выше.

Другой причиной, обусловливающей значительные колебания в гумусности слабо оподзоленных почв в пределах одного и того же района и при одинаковой степени оподзоленности, является несомненно изменение характера растительности, естественное или под влиянием человека. Изреживание лесов и развитие под их пологом густого травянистого покрова несомненно усиливают перегнойно-аккумулятивный процесс, выражающийся в увеличении содержания гумуса при одновременном накоплении поглощенного кальция. Наблюдения ряда авторов, как например, проф. А. И. Набоких (1915) на Украине, А. А. Завалишина в Кузнецкой лесостепи и других показывают, что именно в изреженных лесах (дубовых и особенно березовых) создаются весьма благоприятные условия для накопления гумуса и поглощенного кальция в верхнем горизонте слабо оподзоленных почв. Эти почвы уже при указанных условиях приобретают в верхней части профиля характерные признаки черноземов (по мощности гумусового слоя, структуре, содержанию гумуса и поглощенного кальция). Этот процесс получил название проградации (Г. Н. Высоцкий, 1904).

Благоприятные условия для развития перегнойно-аккумулятивного процесса под пологом изреженных лесов с густым травянистым покровом могут быть объяснены значительными размерами биологической аккумуляции кальция в верхних горизонтах. Эта аккумуляция кальция идет за счет усвоения его корневой системой древесной растительности из глубоких слоев почвы, включая и карбонатный горизонт. Развитие же травянистого покрова является источником для образования гумуса, закрепляемого кальцием. Такая аккумуляция должна иметь место и под травянистой растительностью вторичных разнотравных степей, возникающих после полного истребления леса.

Масштаб этой аккумуляции, повидимому, зависит от глубины вскипания и от состава растительности, в частности, от наличия двудольных растений с глубокой корневой системой. В связи с этим следует отметить, что глубина вскипания в группе слабо оподзоленных почв обнаруживает очень большие колебания в зависимости от почвообразующих пород, положения по рельефу и т. д. Более значительная глубина вскипания, по сравнению с выщелоченными черноземами, не является общим правилом; во многих случаях она оказывается не ниже, чем у последних, как это, например, имеет место для восточных районов лесостепи (И. В. Тюрин и др., 1935; М. Г. Шендриков, 1934), а частью и для Украины (П. С. Погребняк, 1931). В этих случаях, следовательно, условия для биологической аккумуляции кальция под покровом травянистой растительности в слабо оподзоленных почвах могут быть приблизительно одинаковыми с условиями в выщелоченных и слабо деградированных черноземах.

Взгляд на возможность процессов проградации долгое время встречал категорические возражения. Однако целый ряд наблюдений и обстоятельных исследований последнего времени (А. А. Завалишин, 1935; Г. Г. Махов, 1927; О. К. Каптаренко, 1931; И. В. Тюрин, 1935, 1 и 2, 1935; И. В. Тюрин и др., 1935; П. И. Шаврыгин, 1934) с несомненностью доказывают, что этот процесс имеет место и единичные заявления некоторых авторов, вроде того, что «проградации лесостепных деградированных почв в природе нет и быть не может» (Р. С. Ильин, 1935), могут быть объяснены только крайней предвзятостью взглядов и полным игнорированием фактов, противоречащих этим взглядам.

Отрицание процессов проградации обычно основывается на положении о невозможности обратного возврата в верхние горизонты оподзоленных почв тех минеральных веществ, которые были вынесены отсюда в процессе оподзоливания. При этом, однако, принимались во внимание только химические и физико-химические процессы и совершенно упускались из виду биологические процессы аккумуляции минеральных веществ растительностью, равно как и деятельность почвенной фауны. Если роль последней в настоящее время трудно поддается учету, то значение растительности в биологическом круговороте минеральных веществ уже никак не может быть игнорировано, в виду несомненной и значительной роли, которую играет этот круговорот в миграции целого ряда элементов.

Для почв лесостепи можно с достаточной уверенностью считать доказанным крупный масштаб биологической миграции кальция, с которой связаны явления проградации в смысле накопления гумуса, насыщенного кальцием. Эти явления особенно резко выражены в группе слабо оподзоленных почв и ослабляются на стадии сильно оподзоленных почв лесостепи.

В отношении других элементов, особенно наиболее показательных для подзолистого процесса, — Al и Fe, — данными для суждения о размерах их биологического круговорота в почвах лесостепи мы пока не располагаем. Едва ли, однако, будет ошибкой допущение, что эти размеры значительно меньше по сравнению с размерами биологической аккумуляции кальция. Поэтому для предположения о возможности полной проградации оподзоленных почв лесостепи в типичные черноземы под влиянием вторичностепной растительности нет оснований, особенно если исходной почвой является сильно оподзоленная почва.

В противоположность этому, Г. Гроссет (1930, 1933, 1934) считает процессы деградации и проградации полностью обратимыми. По его мнению, на территории лесостепной зоны имело место неоднократное чередование указанных процессов, в связи с естественным наступанием леса на степь и столь же естественной сменой леса степью, вследствие ухудшения почвенных условий под лесом из-за деградации. Такая же обратимость процессов деградации и проградации предполагается П. С. Денисовым (1933, 1935), который, однако, в отличие от Гроссета, считает причиной смены леса степью иссушение грунтов под лесами. В своем предположении о полной обратимости процессов проградации, в смысле обратного превращения оподзоленных почв в черноземы, Гроссет принимает во внимание не только влияние степной растительности, но также деятельность роющих животных и возможный принос в почву солей с пылью.

Не отрицая возможности влияния этих последних факторов, следует, однако, отметить, что предполагаемое Гроссетом неоднократное чередование леса и степи, оподзоливания и черноземообразования в любой точке территории лесостепной зоны находится в противоречии с закономерностью распределения оподзоленных почв и черноземов в связи с рельефом, о чем будет сказано ниже.

Сравнительный обзор изменений строения профиля и состава минеральной части господствующего ряда почв лесостепи, начиная от черноземов и кончая сильно оподзоленными почвами, дает основание сделать вывод, что общее направление процессов развития названных почв не противоречит гипотезе о происхождении их путем деградации черноземов, но в то же время, особенно в отношении серых слабо оподзоленных почв и генетически связанных с последними сильно оподзоленных почв, не исключает и возможности их первоначально лесного происхождения. Что же касается признаков, связанных с биологическими процессами аккумуляции гумуса и поглощенного кальция, имеющих гораздо более динамичный характер, то развитие их находится в очень тесной зависимости от изменений в составе растительности в настоящее время или в недалеком (историческом) прошлом и в ряде случаев удовлетворительно объясняется с точки зрения гипотезы о проградации.

Сильно оподзоленные почвы лесостепи

Сильно оподзоленные почвы лесостепи представляют собой последнее звено в ряду переходов от черноземов к типичным подзолистым почвам и в силу этого характеризуются наиболее резкими чертами отличия от черноземов.

С внешней стороны сильно оподзоленные почвы лесостепи характеризуются развитием подзолистого горизонта A_2, образующегося на месте го-

Валовой химический состав сильно

Почва	Глубина образца (в см)	Безводная, безгумусовая и бескарбонатная				
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO
Светлосерая, сильно оподзоленная почва на лёссовидном суглинке Казанской опытной станции (по Тюрину, 1925)	0—15	84.74	8.24	1.96	0.15	1.11
	15—25	83.73	8.83	2.33	0.16	1.00
	65—80	75.46	13.12	5.03	0.20	1.25
	130—150 (карб.)	77.95	11.14	4.15	0.17	1.12
Темносерая, сильно оподзоленная, почва, Бирского кантона Башкирской АССР (по Пояркову, 1936)	0—10	80.09	9.20	4.22	—	1.66
	40—50	71.20	15.60	7.44	—	1.58
	120—130	73.03	12.36	8.65	—	2.85
	В % к безводной, безгумусовой, бескарбонатной					
Серая лесная почва на элювии карбонатных пород Среднеуральская лесостепь (по Роде, 1934)	1—10	74.04	15.72	5.04	—	0.58
	22—32	74.41	15.24	5.00	—	0.55
	37—50	64.03	21.15	9.03	—	0.65
	70—80	61.30	22.92	9.97	—	0.76

ризонта A_2B_1 слабо оподзоленных почв, а затем увеличивающего свою мощность за счет верхнего горизонта A_1. Последний у сильно оподзоленных почв выражен обычно значительно слабее, чем в предыдущей группе слабо оподзоленных почв, и часто имеет характер горизонта A_1A_2, мало отличающегося от собственно подзолистого горизонта A_2, вследствие светлой окраски и отсутствия структурности.

Превращение верхней части профиля сильно оподзоленных почв в подзолистый горизонт ($A_1A_2+A_2$) сопровождается значительным выносом из этого горизонта силикатного магния, железа и алюминия. Как можно видеть из приводимых (в табл. 6) данных валовых анализов минеральной части сильно оподзоленных почв, размеры выноса, при пересчете по Коссовичу, характеризуются следующими величинами: для Mg 57—76%, для Fe 55—58% и для Al 32—42%. Эти величины одинаковы с величинами выноса перечисленных элементов для сильно подзолистых почв лесной зоны по данным Тамма и Роде (1931). Значительный вынос Al и Fe находится в соответствии с резким обеднением горизонтов A_1 и A_2 глинистой фракцией (< 0.002 мм), что хорошо видно на прилагаемом графике (фиг. 6). Вынос коллоидноглинистых частиц из эллювиального горизонта различным образом отражается на иллювиальном горизонте B; в последнем либо происходит накопление глинистой фракции, по сравнению с материнской породой, либо это накопление отсутствует вследствие одновременно идущих процессов распада и выноса, затрагивающих и этот горизонт.

Приведенные в табл. 6 данные указывают также на значительные размеры выноса силикатного кальция; менее ясным остается вопрос о размерах выноса силикатных калия и натрия.

Содержание гумуса в верхнем слое сильно оподзоленных почв лесостепи обнаруживает еще значительные колебания (от 2—3% до 6—8%); в соответствии с этим можно различать светлосерые и серые сильно оподзоленные почвы, хотя содержание гумуса часто не находится в соответствии с окра-

Таблица 6

оподзоленных почв лесостепи

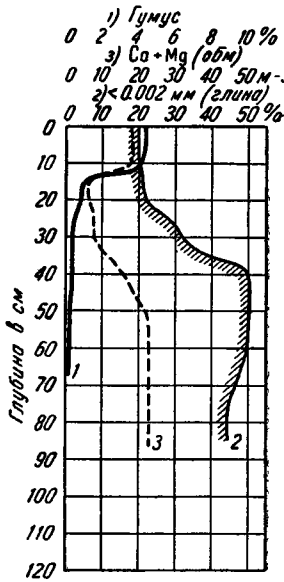
почва содержит (в %)			Вынос по Коссовичу (в %)						Степень подзолистости Q
MgO	K_2O	Na_2O	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	
0.43	1.92	1.39	—34.9	—55.5	—9.0	—76.7	—11.0	—17.6	—36.35
0.76	1.82	1.37	—26.9	—46.4	—17.4	—63.4	—14.5	—17.6	—
1.52	2.13	1.35	+20.4	+28.3	+15.3	—19.2	+11.0	—10.0	—
1.94	1.98	1.55	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—
0.95	—	—	—32.1	—55.6	—46.9	—67.2	—	—	—32.69
1.95	—	—	+29.5	—13.4	—43.1	—23.9	—	—	—
2.63	—	—	0.0	0.0	0.0	0.0	—	—	—
и лишенной поглощенных оснований почве									
1.72	1.91	1.63	—43.1	—58.2	—36.8	—57.4	—20.1	+164.0[1]	—44.62
1.66	1.80	1.25	—35.1	—58.6	—40.3	—59.6	—25.1	+105.1	—
3.05	1.89	0.89	—11.5	—13.2	—18.1	—13.6	— 8.5	+ 69.6	—
3.38	1.98	0.51	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—

ской. Имеются указания также на наличие темносерых, сильно оподзоленных почв с содержанием гумуса в верхнем слое в 9—10% (В. Ф. Поярков, 1936), но эти случаи, повидимому, представляют исключение.

Быстрое уменьшение содержания гумуса по профилю в сильно оподзоленных почвах начинается с небольшой глубины (10—15 см), так же как и у типично подзолистых почв лесной зоны. Однако, в отличие от последних, это уменьшение не имеет такого резкого характера, и гумус в подзолистых почвах лесостепи распространяется на более значительную глубину (фиг. 6).

Наличием заметного количества гумуса в профиле сильно оподзоленных почв лесостепи, при отсутствии или малой величине ненасыщенности, объясняется и несколько больший запас поглощенных оснований по сравнению с сильно подзолистыми почвами лесной зоны. В почвах лесостепи часто не наблюдается такого резкого снижения обменных оснований в подзолистом горизонте A_2, как это имеет место в подзолистых почвах севера. Однако в ряде случаев эта разница становится очень незначительной (фиг. 6 и 7).

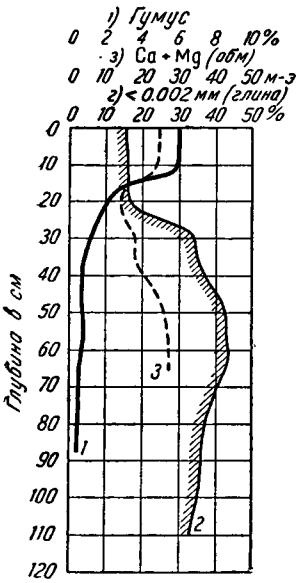
Таким образом, по всем основным признакам сильно оподзоленные почвы лесостепи Европейской части СССР обнаруживают весьма значительное сходство с сильно подзолистыми почвами лесной зоны. Это хорошо видно при сравнении диаграмм распределения гумуса, погло-



Фиг. 6. Кривые распределения гумуса, глинистой фракции и обменных оснований по профилю сильно оподзоленных почв лесостепи.

[1] У автора + 96.0, но это, повидимому, опечатка.

щенных оснований и глинистой фракции по профилю тех и других почв, если в качестве примера последних взять сильно подзолистую почву Лисина (фиг. 7), исследованную А. А. Роде (1931). Это сходство было отмечено нами при характеристике сильно оподзоленных почв Чувашской АССР (И. В. Тюрин и др., 1935). При этом нами было указано, что, при сходстве основных признаков, имеющиеся черты отличия сильно оподзоленных почв этого района лесостепи от типичной подзолистой почвы Лисина (как, например, отсутствие кислой реакции в верхнем слое) могут быть объяснены влиянием климатических условий, а также давностью вмешательства человека.



Фиг. 7. Кривые распределения гумуса, глинистой фракции и обменных оснований по профилю сильно подзолистой почвы лесной зоны (по данным А. А. Роде).

Естественно, что при таком сходстве преобладающих в лесостепи Европейской части СССР сильно оподзоленных почв с подзолистыми почвами северной лесной зоны резкой границы между ними, а следовательно, и между зоной лесостепи и лесной зоной не имеется.

2. Почвы переходного ряда, образующиеся при участии грунтового увлажнения

На ряду с типичными господствующими почвами элювиального ряда в зоне лесостепи имеют некоторое распространение почвы, в которых на процессы почвообразования оказывает более или менее значительное влияние грунтовое увлажнение. Это влияние может сказываться в различных формах, в зависимости от глубины залегания грунтовых вод, их состава и режима. По степени грунтового увлажнения относящиеся сюда почвы могут быть разделены на два главных ряда — переходный от элювиального к болотно-солончаковому и болотно-солончаковый.

В почвах переходного, или элювиально-грунтоводного, ряда влияние грунтового увлажнения только ограничивает и лишь отчасти видоизменяет нормальный ход элювиальных процессов и процессов биологической аккумуляции. Поэтому относящиеся сюда почвы представляют собой ряд образований, сходных с почвами элювиального ряда, особенно если грунтовые воды содержат в растворе преимущественно карбонаты кальция и магния и не засолены легкорастворимыми солями натрия.

Характерными признаками таких почв являются, во-первых, повышенный уровень вскипания, во-вторых — наличие на некоторой глубине глеевого горизонта, чаще всего непосредственно под иллювиальным горизонтом В или в верхней части горизонта С.

Развитие глеевого горизонта обычно связано с явлениями застоя грунтовых вод и потому не является обязательным во всех случаях. На ряду с этим могут быть и случаи, правда более редкие, наличия глеевого горизонта без повышенного уровня вскипания.

В районах распространения черноземов повышение вскипания под влиянием грунтового увлажнения ведет к образованию высоковскипающих или

карбонатных черноземов грунтового увлажнения, описанных для ряда районов Украинской ССР (А. А. Красюк, 1922).

К таким черноземам, повидимому, относятся так называемые «северные черноземы» Украинской ССР, образующие неширокую полосу в северной части Украинской лесостепи и, следовательно, замещающие собою подзону выщелоченных черноземов и оподзоленных почв лесостепной зоны. Особенностями их являются малая гумусность (3.5—5%), отсутствие ясных признаков деградации и высокое вскипание в пределах гумусового горизонта (Г. Г. Махов, 1927).

Генезис этих черноземов пока не вполне ясен. Акад. К. К. Гедройц (1926) относил их к особой разности осолоделых почв, развившихся из солончаков, содержащих углекислыи карьций. Не исключена, однако, возможность, что высокое вскипание этих черноземов представляет собой вторичное явление, обязанное или усиленной деятельности землероев или влиянию повышения уровня грунтовых вод. Часть их несомненно представляет образования, переходные к черноземовидным луговым почвам с глеевым горизонтом (Г. Г. Махов, 1927).

В слабо оподзоленных почвах повышение вскипания обычно не переходит границы нижней части иллювиального горизонта, который, однако, может сокращать свою мощность и терять характерную призмовидность структуры; вместе с тем в этом случае повышается гумусность иллювиального горизонта вследствие коагуляции вымываемого из верхних горизонтов растворимого гумуса. При более интенсивном подпоре карбонатных грунтовых вод увеличивается гумусность и уменьшаются признаки подзолистости и в верхних горизонтах, в результате чего образуются почвы, имеющие характер темносерых, слабо оподзоленных и черноземовидных. Распространение их приурочивается обычно к относительно пониженным элементам мезо- и макрорельефа, — перегибам склонов, предовражным понижениям и нижним частям склонов, где легче осуществляется «выпот» грунтовых вод (И. В. Тюрин, 1935; И. В. Тюрин и др., 1935).

В сходных формах выражается влияние грунтового увлажнения и в районах распространения сильно оподзоленных почв лесостепи.

Наблюдения в ряде районов приводят к выводу, что в прошлом, до развития современной овражной сети, влияние грунтового увлажнения имело более широкое распространение, и в настоящее время часть почв этого ряда находится в стадии перехода в нормальные почвы элювиального ряда. В более ограниченных, повидимому, случаях имеет, однако, место и обратное явление повышения уровня грунтовых вод или изменение их режима, обусловливающее более высокое капиллярное поднятие. Последнее может быть связано, например, с уничтожением лесов, примеры чего мы наблюдали на надлуговых террасах в заволжской части Татарской АССР.

При некоторой засоленности грунтовых вод солями натрия в районах распространения черноземов образуются солонцеватые разности черноземов и солонцы. Распространение этих почв в зоне лесостепи в Европеиской части СССР приурочено, главным образом, к относительно пониженным, равнинным и слабо дренированным районам днепровского и донского ледниковых языков; спорадически они встречаются по нижним частям пологих склонов к речным долинам в Заволжье (Л. И. Прасолов и П. Даценко, 1906; С. С. Неуструев и Л. И. Прасолов, 1911; М. Г. Шендриков, 1934).

Относительно генезиса солонцов, как известно, общепринятой является теория акад. К. К. Гедройца (1926, 1927), объясняющая образование их путем рассоления солончаков, засоленных солями натрия, при понижении уровня грунтовых вод. Этой теории, однако, в большинстве случаев противоречит наличие на небольшой глубине карбонатно-известкового горизонта с большим содержанием углекислой извести. По Гедройцу, процессы рассоления и осолодения карбонатно-известковых солончаков приводят к образованию не солонцов, а черноземов.

Совершенно невозможно допустить, что вымывание больших количеств углекислого кальция из верхних горизонтов солонцов, имеющих карбонатно-известковый горизонт ВС или С, могло произойти раньше, чем вымывание легко растворимых солей натрия, принимая даже во внимание указания на повышение растворимости углекислого кальция под влиянием поглощенного натрия (В. А. Ковда, 1932). Поэтому наиболее вероятный путь образования таких солонцов заключается, по нашему мнению, в том, что осолонцевание здесь обязано вторичным явлениям капиллярного поднятия грунтовых вод, содержащих соли натрия (может быть, главным образом, соду), уже после того, как произошло вымывание углекислого кальция из верхних горизонтов в предшествующую стадию развития почвы. Судя по наблюдениям в заволжских районах Татарской АССР, эта предшествующая стадия могла протекать под лесной растительностью, и развитие солонцов здесь, например по надпойменной части долины б. Черемшана, вероятно, представляет современное явление, связанное с уничтожением лесной растительности.

Признаки солонцеватости, при наличии в грунтовых водах солей натрия, могут иметь и оподзоленные почвы лесостепи; эти признаки отражаются, главным образом, на морфологии иллювиального горизонта В, приобретающего крупнопризматическую структуру и очень большую плотность, придающих ему некоторое сходство со столбчатым горизонтом солонцов (например, в Шиповом лесу).

Особое положение занимают так называемые подзоловидные почвы степных западин, или солоди, которые, после исследований Т. И. Попова (1914, и, особенно, Гедройца принято рассматривать как сильно деградированные солонцы, причем в качестве диагностического признака, отличающего их от подзолов, считается наличие в верхнем горизонте более или менее значительных количеств аморфной кремнекислоты, растворимой в 5% КОН (Гедройц, 1926, 1927). Наши исследования по этому вопросу, однако, показали, что это наличие не является результатом специфического распада поглощающего комплекса, насыщенного натрием, а обязано процессам биологического накопления кремнекислоты в форме кремневых (опаловых) тел кремнеземистых растений (главным образом болотных злаков и осок) и в форме панцырей пресноводных диатомовых водорослей (И. В. Тюрин, 1937). Из этого можно сделать вывод, что главное значение в развитии солодей имеет (или имело) повышенное увлажнение поверхностного слоя почвы вследствие скопления и застаивания влаги атмосферных осадков; при этих условиях происходит усиленный гидролиз силикатов с переходом в раствор кремнекислоты, которая усваивается и переводится в нерастворимую форму растениями и отчасти диатомовыми.

3. Почвы болотно-солончакового ряда

К ним относятся почвы, развивающиеся уже всецело под влиянием грунтовых вод, капиллярное поднятие которых доходит до поверхности, создавая более или менее постоянное избыточное увлажнение почвы и препятствуя процессам выноса под влиянием атмосферных осадков. Роль последних сводится здесь к разбавлению капиллярно поднимающихся растворов грунтовых вод и к увеличению общей влажности почвы.

Относящиеся к этому ряду почвы в зоне лесостепи представлены, во-первых, группой лугово-болотных почв, во-вторых—группой торфяно-болотных образований. Лугово болотные почвы часто имеют характер карбонатно-известковых солончаков, иногда с наличием более растворимых сернокислых солей кальция и магния. Солончаки с большим содержанием легко растворимых солей натрия в зоне лесостепи Европейской части СССР почти не встречаются.

Торфяно-болотные образования в зоне лесостепи представлены низинными торфяниками среди суглинистых почв и сфагновыми болотами среди песков. Распространение низинных торфяников приурочено к депрессиям рельефа в речных долинах крупных рек и к долинам мелких речек или к днищам балок. В последних случаях эти торфяники часто имеют регрессивный характер, будучи прорезаны новым оврагом, по стенкам которого происходят обвалы и усиленная минерализация торфа. Торф образован остатками травяно-болотной растительности, гипновых мхов и отличается значительным содержанием минеральных веществ, часто углекислой извести.

Сфагновые торфяники встречаются по депрессиям рельефа среди песков, покрытых сосновыми борами. Развитие их чаще всего начиналось со стадии травяного болота на месте мелких озерков. Распространение их, в общем, небольшое и почти ограничено северной половиной лесостепи, где крупные районы песков имеют глубоко лесной характер.

4. Почвы песчаных районов лесостепи

Песчаные районы лесостепи занимают особое положение в отношении условий почвообразования и форм его проявления по сравнению с господствующими в лесостепи почвами на суглинистых породах. Будучи с самого начала значительно более бедными по своему химическому составу и легко подвергаясь процессам выщелачивания вследствие большой водопроницаемости, пески представляют в условиях климата лесостепи мало благоприятную среду для развития травянистой степной растительности; поэтому облесение их сосной, встречавшей небольшую конкуренцию со стороны степной флоры, произошло несомненно в очень отдаленное время, вероятно вскоре же после их отложения. При таких условиях почвообразовательный процесс, естественно, должен был с давних пор развиваться по подзолистому типу. Развитие подзолистого процесса и формы его проявления, как показали специальные работы, посвященные песчаным почвам в районах лесостепи, находятся в тесной зависимости от рельефа песчаных районов, обусловливающего различный характер увлажнения и отражающего неоднородность в строении песчаных наносов.

Как нашими исследованиями песчаных почв в окрестностях Казани (1922), так и исследованиями Махова (1928) в Дарницкой даче близ Киева

установлены три группы песчаных почв, соответствующие трем формам рельефа:

1) слабо оподзоленные почвы песчаных бугров на перевеянных песках,

2) подзолистые почвы ровных мест на слабо перевеянных слоистых песках с глубоким уровнем грунтовых вод,

3) сильно подзолистые почвы понижений с более близким уровнем грунтовых вод.

Характерной особенностью песчаных подзолистых почв является форма развития подзолистого и иллювиального горизонтов. Последний не имеет сплошного развития, а выражен в форме извилистых красно-бурых полосок, так называемых псевдофибр, или ортзандовых полос, и прослоек, начинающихся с глубины 60—80 см и продолжающихся до глубины 2 м и более. В слабо подзолистых почвах высоких бугров эти образования только намечаются в виде тонких прерывистых псевдофибр; по мере же перехода к более оподзоленным почвам ровных и отчасти пониженных мест мощность и плотность ортзандовых образований увеличивается; при близком уровне грунтовых вод мощность горизонта их развития сокращается, и они приобретают другую форму ортштейново-надглеевого горизонта.

Что касается подзолистого горизонта, то в слабо подзолистых почвах он отсутствует, будучи выражен только в виде светлосерых пятен в нижней части гумусового горизонта, а затем, после некоторого перерыва, — в виде светлых пятен в зоне развития псевдофибр на глубине около 100 см и более. В подзолистых почвах на ровных местах часто отчетливо наблюдается два подзолистых горизонта: верхний под A_1 и нижний, более мощный, в зоне развития ортзандов. При переходе в широкие понижения оба горизонта — верхний и нижний — могут слиться, в результате чего получается мощный оподзоленный горизонт, прерывающийся ортзандовыми полосами.

Таким образом, при быстром просачивании влаги из верхних горизонтов вглубь, развитие подзолистого белесого горизонта в песчаных почвах наблюдается, главным образом, на некоторой глубине, где почвенные растворы задерживаются менее проницаемыми ортзандовыми прослойками. Этот процесс глубинного оподзоливания имеет, повидимому, характер оглеения, сопровождающегося выносом переходящих в раствор закисных соединений железа или аккумуляцией их в ортзандовых прослойках при последующем окислении. Самый же процесс развития ортзандовых образований связан частью с иллювиальными процессами, причем появлению псевдофибр может способствовать скрытая или явная неоднородность механического состава, вызывающая задержку в движении почвенных растворов, или же эти ортзанды представляют надглеево-ортштейновые образования, соответствующие прежнему, более высокому стоянию уровня грунтовых вод.

Что касается перегнойно-аккумулятивного процесса, то он в песчаных почвах выражается в развитии небольшого гумусового горизонта серого цвета с незначительным содержанием гумуса; к этому горизонту приурочена некоторая аккумуляция ряда минеральных веществ, в частности кальция, однако абсолютные размеры аккумуляции очень невелики.

При характерном для песчаных районов неровном рельефе, изобилующем наличием замкнутых или полузамкнутых понижений с близким уровнем грунтовых вод, на ряду с описанными почвами подзолистого типа встречаются подзолисто-глеевые и торфяно-болотные почвы. Последние уже опи-

саны выше. Что же касается подзолисто-глеевых почв, то они не отличаются от аналогичных почв северной лесной зоны.

Можно отметить, что торфяно-глеевые почвы песчаных районов лесостепи далеко не всегда имеют характер сфагновых болот; исследования в Присурском песчаном массиве обнаружили большое количество неглубоких торфянисто-глеевых почв с сильно разложившимся верхним слоем торфа, занятых борами типа зеленомошников, что указывает на явление усыхания таких болотных почв, вероятно связанного с понижением уровня грунтовых вод (И. В. Тюрин и др., 1935).

Песчаные районы на границе с окружающими площадями суглинистых почв сопровождаются обычно более или менее развитой полосой супесчаных почв. Последние по формам проявления подзолистого процесса имеют много общего с песчаными почвами, а по степени развития перегнойно-аккумулятивного процесса частью обнаруживают сходство с суглинистыми почвами, так как включают разности выщелоченных и деградированных черноземов, темносерых и серых слабо оподзоленных почв и т. д. Развитие перегнойно-аккумулятивного процесса в только-что указанных формах связано обычно с карбонатностью супесей, обусловленной, по крайней мере в некоторых случаях, возможностью приноса карбонатов грунтовыми водами с прилегающих повышенных районов распространения карбонатных суглинистых пород (И. В. Тюрин и др., 1935).

III. О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЧВ ЛЕСОСТЕПИ В СВЯЗИ С ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ (РЕЛЬЕФОМ)

Существует взгляд, что распределение господствующих в зоне лесостепи черноземов и оподзоленных почв «не зависит непосредственно ни от климата, ни от субстрата, ни от рельефа местности..., но лишь от рода покрывающих их растительных формаций и их взаимной смены» (Коржинский, 1887). Такое же мнение было высказано недавно Флоровым (1925), по которому распределение различных вариантов лесостепных почв, от черноземов до подзолов включительно, является более или менее беспорядочным, не стоящим ни в какой зависимости от макро- и микрорельефа, и полно контрастов.

Эти взгляды в настоящее время, однако, никак нельзя считать обоснованными. Внимательный анализ особенностей распределения почв в отдельных районах лесостепной зоны, сделанный в новейших работах (П. С. Погребняк, 1931; И. В. Тюрин, 1933, 1935; И. В. Тюрин и др., 1935; А. А. Завалишин, 1935; В. Ф. Поярков, 1936), приводит к определенному выводу о наличии тесной связи в распределении почв с геоморфологическими условиями, главным образом со степенью расчлененности (или рассеченности) рельефа. Эта связь отчетливо выражена и в более крупном масштабе всей зоны.

Прекрасным примером влияния геоморфологических условий на распределение черноземов и оподзоленных почв лесостепи является юго-западный район лесостепи, т. е. Правобережье Украинской СССР. На почвенной карте Европейской части СССР мы не видим здесь переходной подзоны оподзоленных почв лесостепи с пятнами выщелоченных и деградированных черноземов, которая наблюдается в Средней части РСФСР и на востоке, по северной границе лесостепной зоны. Крупный массив оподзоленных почв лесостепи здесь отодвинут к югу от Полесья и приурочен к наиболее воз-

вышенной и сильно расчлененной части Подольско-Волынского плато. По периферии этой возвышенности, по мере понижения плато, сильно оподзоленные почвы переходят в слабо оподзоленные почвы и выщелоченные черноземы, а затем в типичные мощные черноземы, которые опоясывают указанный массив с юга, востока и севера, подходя в последнем направлении по пониженной равнине почти вплотную к подзолистым почвам Полесья. Этот пример является особенно интересным по той причине, что указанная закономерность распределения мало осложняется влиянием различного состава почвообразующих пород; последние как на равнине, так и на значительной части возвышенного плато представлены более или менее однообразным карбонатным лёссом.

По мнению Набоких (1912), которое разделяется и современными исследователями почв и растительности Украинской ССР, Подольско-Волынское плато было занято лесами, надвинувшимися с юго-запада, из безлёссовых районов Бессарабии. От большого лесного массива этого плато леса распространились к востоку до Днепра (в районе Кременчуга) по наиболее возвышенной и расчлененной части лесостепи правобережья. Этот путь распространения лиственных лесов отмечен высотами в 200—250 м. В то же время равнинная черноземная степь, высотою около 150 м, к северу от этой возвышенной полосы осталась почти безлесной, несмотря на непосредственное соседство с лесами Полесья (Г. Г. Махов, 1927).

Таким образом, если связывать наличие черноземов со степной растительностью, а оподзоленных почв с лесами, то мы должны на этом примере притти к выводу, что распространение лесов и степей, в свою очередь, обусловлено геоморфологическими особенностями указанного района — абсолютными и относительными высотами местности и степенью расчлененности рельефа. Чем выше местность и чем более расчлененным является рельеф, тем, очевидно, более благоприятные условия создаются для распространения лесов и для развития оподзоленных почв. Последние два явления неотделимы друг от друга, как два следствия одной и той же причины. Поэтому ограничиваться объяснением, что распределение почв в лесостепи зависит только от характера «растительных формаций и их взаимной смены», равносильно определению одного неизвестного с помощью другого.

Сделанный вывод о зависимости распределения почв от геоморфологических особенностей находит свое подтверждение и при сравнении правобережной лесостепи Украинской ССР с левобережной. Последняя, будучи в целом более пониженной и менее расчлененной, чем правобережная, отличается значительно меньшей площадью оподзоленных почв; место «зонального» распространения последних в северной части занято своеобразными высоко вскипающими «северными» черноземами.

В чем же ближайшие причины влияния рельефа на распределение почв и растительности в зоне лесостепи?

Не исключена возможность, что одной из этих причин является различие климатических условий, состоящее в том, что возвышенные районы лесостепи являются более влажными, чем пониженные. Это различие имеет место при сравнении правобережной и левобережной частей Украинской ССР, а на востоке — правобережья и левобережья Волги. В Бессарабии разница в 50—150 мм годовых осадков отмечена при сравнении возвышенных районов Хотина и Кодр с рядом расположенными Белецкой и Буджакской степями (Л. С. Берг, 1935).

Если принять во внимание, что в зоне лесостепи мы имеем состояние неустойчивого равновесия между лесом и степью, черноземообразованием и оподзоливанием, что предподзолистая стадия выноса углекислого кальция имеет место и в черноземах, то можно с большим основанием допустить, что небольшая разница в сторону увлажнения, обусловленная повышенным положением, может послужить причиной заметного сдвига в сторону усиления процессов выноса, облесения и оподзоливания.

Однако увеличение осадков само по себе не является еще решающим фактором более усиленного выщелачивания, что хорошо видно при сравнении более влажного (по осадкам), но пониженного и слабо дренированного района северных черноземов левобережья Украинской ССР с более сухим, но в то же время более приподнятым и сильнее расчлененным районом мощных черноземов левобережья. В первом, несмотря на более значительную влажность климата, оподзоленные почвы почти отсутствуют, тогда как во втором они встречаются в виде полос, приуроченных к высоким правобережьям притоков Днепра (Г. Г. Махов, 1927).

Следовательно, не менее существенной является другая причина, связанная с относительной высотой и расчлененностью рельефа. Эта причина, очевидно, лежит в различной скорости процессов выщелачивания; при возвышенном и рассеченном рельефе они идут быстрее, тогда как в пониженных и слабо дренированных районах процессы выщелачивания являются затрудненными вследствие замедленного оттока почвенно-грунтовых вод и более высокого уровня их залегания по отношению к дневной поверхности. При наличии этой разницы в скорости процессов выщелачивания между возвышенными и пониженными районами, последние могут оказаться районами аккумуляции карбонатов и даже легкорастворимых солей в грунтах. Это может произойти в том случае, если общий приток легкорастворимых солей с почвенно грунтовыми водами с соседних повышенных элементов будет превышать вынос их в речную сеть в пределах пониженного района.

Дальнейшее подтверждение сделанного вывода о соотношении между рельефом, с одной стороны, и процессами выноса, с другой — мы находим и в других районах лесостепи.

Так, например, относительно пониженная и слабее расчлененная равнина области донского оледенения характеризуется более значительным продвижением к северу типичных, т. е. слабо выщелоченных мощных черноземов, по сравнению с соседними возвышенными и сильно расчлененными районами Среднерусской возвышенности на западе и Приволжской возвышенности на востоке. На этих последних, кроме того, выщелоченные черноземы и оподзоленные лесные почвы внедряются далеко на юг в подзону мощного чернозема, причем оподзоленные почвы приурочиваются к наиболее расчлененным полосам высоких правобережий рек или к наиболее приподнятым водоразделам. Меньшей же выщелоченности равнины донского оледенения соответствует распространение среди мощных черноземов мелких пятен солонцов.

В восточной части лесостепи, отличающейся большой пестротой почвенного покрова, распределение почв находится также в решительной зависимости от геоморфологических условий. Черноземы здесь, как правило, приурочены к пониженным элементам микрорельефа — равнинным террасам рек и к нижним частям склонов, или к пониженным и слабо расчлененным водоразделам, тогда как более высокие и сильно расчлененные водораз-

делы или их части заняты оподзоленными почвами. Эта общая закономерность часто подчеркивается приуроченностью черноземов и близких к ним темносерых, слабо оподзоленных почв к пологим склонам северной экспозиции, т. е. к менее нагреваемым и более влажным, по сравнению с южными склонами, которые, будучи более высокими и сильнее расчлененными, часто заняты оподзоленными почвами (И. В. Тюрин и др., 1935). Это явление наблюдается в целом ряде случаев в Горьковской области, Чувашской АССР, Татарской АССР и Башкирской АССР.

Тесная связь в распределении черноземов и оподзоленных почв с геоморфологическими условиями была установлена Л. И. Прасоловым и А. А. Роде (1934) для островов Среднеуральской лесостепи. Для объяснения этой связи авторы высказали взгляд о значении возраста, указывая, что черноземы здесь образовались на относительно молодых элементах рельефа, вероятно в ксеротермический период, и затем не успели еще подвергнуться деградации или подверглись ей в слабой степени.

Задаваясь вопросом о значении возраста как возможной причины более значительной выщелоченности и оподзоленности почв на возвышенных водоразделах, по сравнению с более молодыми пониженными элементами рельефа в Чувашской АССР (И. В. Тюрин, 1935; И. В. Тюрин и др., 1935), мы пришли к выводу, что это значение все же, повидимому, является иногда ограниченным. Как показали наблюдения, и на молодых элементах рельефа, например на речных террасах, встречаются как черноземы, так и сильно оподзоленные почвы, в зависимости от условий естественного дренажа. Развитие черноземов определенно связано с затрудненными условиями стока почвенно-грунтовых вод; при наличии же благоприятных условий в отношении дренажа, например по краям приподнятых террас, наблюдается развитие сильно оподзоленных почв. В то же время более древний возраст повышенных элементов макрорельефа не является обязательным показателем большей древности почв, в особенности на склонах, в виду весьма большой вероятности процессов смыва и, следовательно, обновления (омоложения) почв.

Но понятно, что указанные примеры не могут служить поводом к отрицанию значения возраста, который в общем масштабе процессов выноса несомненно играет большую роль. Однако значение возраста, повидимому, иногда уступает непосредственному значению рельефа как фактора, обусловливающего различную скорость процессов выноса и вызывающего перераспределение солей в грунтах от повышенных элементов к пониженным.

Значение рельефа или геоморфологических условий в процессах развития и в распределении почв лесостепи может усиливаться или, наоборот, ослабляться влиянием состава почвообразующих и коренных пород. Так, например, в районах распространения плотных юрских и нижнемеловых глин условия для развития черноземов более благоприятны, чем в районах распространения более рыхлых, легче размываемых и более проницаемых пород татарского яруса пермской системы (И. В. Тюрин, 1935; И. В. Тюрин и др., 1935). Об особом положении песчаных почв было уже сказано.

В заключение несколько слов о значении микрорельефа.

Если значение макрорельефа в общем выражается в тяготении оподзоленных почв к повышенным элементам рельефа, а черноземов к пониженным, то в отношении микрорельефа наблюдается обычно обратная картина:

по понижениям микрорельефа чаще всего развиваются более выщелоченные или более оподзоленные почвы. Так, например, по слабо заметным депрессиям рельефа среди мощного чернозема наблюдаются выщелоченные черноземы, среди последних — оподзоленные почвы и т. д. Это явление вполне естественно, поскольку с понижениями микрорельефа связано увеличение количества поступающей в почву влаги и, следовательно, более интенсивное выщелачивание. Оно, однако, может в ряде случаев осложняться процессами бокового (поверхностного и внутрипочвенного) приноса растворимых веществ, а иногда и влиянием восходящих токов грунтовой воды. Поэтому простая схема влияния повышенного увлажнения в форме развития в понижениях более выщелоченных и оподзоленных почв может видоизменяться в сторону развития либо темноцветных, более гумусных почв, либо солонцеватых почв, солонцов, а иногда и солончаков.

ЛИТЕРАТУРА

Берг Л. С. Физикогеографические (ландшафтные) зоны СССР, ч. I, 2 изд. Лен. гос. ун-та. Л., 1936.

Броунов П. И. Климатические и сельскохозяйственные районы России. Изд. «Новая деревня», М. — Л., 1924.

Буш Н. А. Ботанико-географический очерк Европейской части СССР и Кавказа. Изд. Акад. Наук СССР, 1936.

Высоцкий Г. Н. Светильники почвенно-ботанической географии на путях культуры. Лесной журнал, № 6, 1904.

Гедройц К. К. Осолодение почвы. Изд. Носовской с.-х. опытной станции, вып. 44, 1926.

Гедройц К. К. Почвенный поглощающий комплекс и почвенные поглощенные катионы как основа генетической почвенной классификации. Изд. Носовской с.-х. опытной станции, вып. 47, 1927.

Геммерлинг В. В. О генезисе почв степного типа почвообразования. Почвоведение, № 4, 1936.

Глинка К. Д. Почвоведение (курс). Сельхозгиз, М. 1935.

Горшенин К. П. Влияние лесных посадок на химико-морфологическое строение черноземов. Почвоведение, № 3—4, 1924.

Гроссет Г. Лес и степь. Воронеж 1930.

Гроссет Г. Некоторые соображения относительно генезиса растительности и почв лесостепи Восточной Европы. Землеведение. 35, вып. 4., 1933.

Гроссет Г. Следует ли считать отвечное безлесье степей доказанным. Землеведение, 36, вып. 1, 1934.

Денисов П. С. Причины вымирания лесов в ЦЧО. Соц. строит. ЦЧО, 1933.

Денисов П. С. Почвы Воронежской и Курской областей и их отношение к агротехнике. Воронеж. Обл. Книгоизд., 1935.

Добрынин Б. Ф. и Имшенецкий И. З. Геоморфологические и почвенные районы юго-восточной части Московской области, 1931.

Докучаев В. В. Русский чернозем, 1883.

Докучаев В. В. Методы исследования вопроса «были ли леса в южной России». Тр. Вольн. эконом. общ., № 1, 1889.

Докучаев В. В. Реферат работы Коржинского, Тр. Вольн. эконом. общ. Журн. засед. 1 отд., 1889.

Докучаев В. В. и др. Материалы по оценке земель Нижегородской губ., 1884—1886.

Завалишин А. А. Почвы Кузнецкой лесостепи. Материалы Кузнецко-Барнаульской почвенной экспеции, ч. III, 1931. Изд. Акад. Наук СССР, 1936.

Захаров С. А. Борьба леса и степи на Кавказе. Почвоведение, № 4, 1935.

Ильин Р. С. К вопросу о границах подзолистой и лесостепной зон. Почвоведение, № 3, 1927.

Ильин Р. С. О современном смещении зон. Землеведение, 37, вып. 2, 1935.

Ильин Р. С. О генезисе и возрасте подпочв и почв Калужской губернии. Тр. Гос. Почв. инст. вып. 1, 1927.

Каптаренко С. К. Регенерация деградированных черноземов. Четвертичн. период, вып. 3, 1931.

Ковда В. А. Влияние поглощенного натрия на выщелачивание карбонатов почвы. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, вып. 5, 1932.

Коржинский С. И. Предварительный отчет о почвенных и геоботанических исследованиях 1886 г. Тр. общ. естествоисп. Казанск. ун-та, 16, вып. 6, 1887.
Красюк А. А. Почвы и грунты по линии Подольской ж. д. Сельско-хозяйственный ученый комитет. Отдел почвоведения, 1922.
Крылов П. Н. К вопросу о колебании границы между лесной и степной областями. Тр. Ботан. музея Акад. Наук СССР, 14, 1915.
Крылов П. Н. Степи западной части Томской губ. Тр. Почв.-ботанич. экспедиции по исследов. Азиатской России, ч. 3, Ботанич. исследов. 1913; Петр. изд. Перес. Управл. Главн. Упр. Зем. и Земл. вып. 1, 1916.
Левченко Ф. И. Украинская сеть опытных станций и опытных полей Сахаротреста в почвенном отношении. Работы сети опытных полей Сахаротреста, вып. 1-1928.
Махов Г. Г. Почвенная карта Украины в 25-верстном масштабе (объяснительный текст). Материалы обследов. почв Украины, УССР НКЗ, вып. 7, Харьков, 1927.
Махов Г. Г. Нарис грунтів Дарницкої лісової досвідної дачі. Тр. лісов. досвідн. справи на Україні, вып. 9, 1928.
Махов Г. Г. Грунті Украіни, 1930.
Морозов С. С. Механический и химический состав некоторых лёссов Европейской части СССР и генетически им близких пород. Почвоведение, № 2, 1932.
Мясникова А. М. Почвы Мензелинского кантона Татреспублики. Тр. Общ. изуч. Татарстана, 1930.
Набоких А. И. Сельское хозяйство и лесоводство, 1912.
Набоких А. И. Некоторые вопросы подзолообразования. Матер. по исслед. почв и грунтов Херсонской губ., вып. 2, 1915.
Неуструев С. С. и Прасолов Л. И. Матер. для оценки земель Самарской губ. Самарский уезд, 1911.
Погребняк П. С. Лісорослинні умови Подилля. Всесоюзн. науково-дослідч. инст. лісового господарства та агролісомеліорації, вып. 10, Харків, 1931.
Попов Т. И. Происхождение и развитие осиновых кустов. Тр. Докучаевск. Почв. ком., вып. 2, 1914.
Поярков В. Ф. Почвы западной Предсалаирской полосы. Матер. Кузнецко-Барнаульской почв. экспедиции, ч. III, 1936.
Прасолов Л. И. и Даценко П. Матер. для оценки земель Сам. губ. Ставропол. у., 1906.
Прасолов Л. И. и Роде А. А. О почвах Среднеуральской лесостепи. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, 10, 1934.
Ремезов Н. П. Противоположные процессы как основа генетического развития почв. Почвоведение, № 2, 1932.
Ремизов Н. А. Можно ли считать серые лесные земли почвами установившегося равновесия. Почвоведение, № 1, 1931.
Ризположенский Р. В. Классификация и общее описание почв Казанской губ. Тр. общ. естествоисп. Казанск. ун-та, 24, вып. 6, 1892.
Роде А. А. Материалы по изучению почвенного покрова Лисинского учебного леспромхоза. Природа и хозяйство учебных леспромхозов Лесотехнической академии, вып. 3, 1931.
Роде А. А. Опыт изучения механического состава нескольких почв подзолистой зоны. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, вып. 6, 1932.
Рожанец М. И. и Рожанец-Кучеровская С. Е. Почвы и растительность Оренбургской губ. Оренбург. Губ. Земельн. Управл. почв. Бот. Бюро, 1928.
Россия. Полное географическое описание нашего отечества, под ред. В. П. Семенова. Том второй и шестой, изд. Девриена, СПб. 1901.
Сибирцев Н. М. Почвоведение (курс лекций), 1900—1901.
Соболев С. С. К происхождению солонцов болотного комплекса южной Черниговщины. Почвоведение, № 1—2, 1929.
Соболев С. С. Почвообразующие породы Украинской ССР. Почвоведение, № 4, 1935.
Талиев Б. Очерки текущей ботанической литературы. Естествознание и география, 1901.
Талиев Б. Были ли наши степи всегда безлесными? Естествознание и география, 1902.
Талиев Б. Нерешенная проблема русской ботанической географии (лес или степь). Лесной журнал, № 34, 1904.
Талиев Б. Вопрос о прошлом наших степей и почвоведение. Лесной журнал, № 9, 1905.
Танфильев Г. И. К вопросу о безлесии степей. Естествознание и география, 1901.
Танфильев Г. И. Пределы лесов на юге. 1894.

Танфильев Г. И. Доисторические степи. Землеведение, 1896.
Ткаченко М. Е. О роли леса в почвообразовании. Изв. Лесн. инст., вып. 18, 1908.
Тумин Г. М. Почвы Тамбовской губ., ч. 2, 1916.
Тумин Г. М. Влияние лесных посадок на почву в Каменной степи. 1930.
Тюремнов С. И. Основные черты морфологии и генезиса почв северной части Тульской губ. Изв. Докуч. Почв. Ком., № 3—4, СПб. 1913.
Тюремнов С. И. Северная граница чернозема центральной части Европейской территории СССР. Почвоведение, № 1—2, 1925.
Тюрин И. В. Песчаные почвы сосновых боров в окрестностях Казани. Вестник Казанск. обл. опытной станции, № 1—2, 1922.
Тюрин И. В. Почва Казанской областной сельскохозяйственной опытной станции. Бюлл. Казанск. обл. опытной станции, 1925.
Тюрин И. В. К вопросу о генезисе и классификации лесостепных и лесных почв. Учен. зап. Казанск. ун-та, 90 № 3—4, 1930.
Тюрин И. В. Почвы северо-западной части Татарской Республики. Всес. с.-х. акад. им. Ленина и Татарск. н.-и. инст. реконстр. с. х. и НКЗ Т. Р., Казань 1933.
Тюрин И. В. Курс почвоведения СХГ. 1933.
Тюрин И. В. К характеристике дернового процесса почвообразования. Вильямс В. Р. Юбилейный сборник. 1935.
Тюрин И. В. Условия почвообразования и краткое описание почв Чувашской республики. По матер. экспед. 1927—1930 гг. Изд. Акад. Наук СССР, 1935.
Тюрин И. В. О биологическом накоплении кремнекислоты в почвах. Пробл. сов. почвовед. Изд. Акад. Наук, № 4, стр. 3—23, 1937.
Тюрин И. В., Андреев С. И., Земляницкий Л. Т., Шендриков М. Г. Почвы Чувашской республики. Л. Изд. Акад. Наук СССР, 1935.
Фрейберг И. К. Почвы водосбора верхнего течения р. Оки. 1908.
Шаврыгин П. И. К вопросу о деградации и регрaдации серых лесных почв. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, **10**, вып. 3, 1934.
Шендриков М. Г. Почвы части закамских районов Татреспублики. Казань 1934.
Aaltonen V. T. Zur stratigraphie des Podsolprofils. Inst. Forest. Fenn, 1935, **20**, 6.
Florow N. Uber die Degradierung des Tschernosioms in den Waldsteppen. Annuarul Inst. Geol. al Romăniei, 1925, Bd. XI.
Levchenko F. I. Grey soils of the forest steppe in the European part of the USSR. Почвоведение, 1930, № 30.
Tumin G. Chernosiom soil of the European part of the USSR. Proc. a. Papers of the Second Internat. Congress of Soil Science. Com. V, 1932.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА

Акад. Л. И. ПРАСОЛОВ

ЧЕРНОЗЕМ КАК ТИП ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Черноземные степные и лесостепные пространства занимают в южной части европейской территории СССР несколько сотен километров почти сплошь в меридиональном направлении и составляют в общем площадь около 1 100 000 км². В Азиатской части СССР они занимают пространство около 700 000 км ². Это самые крупные полосы чернозема из всех, какие встречаются в других странах — в зарубежной части Азии (в Манчжурии и в Северном Китае), в Северной Америке, в Южной Америке. Так, в США площадь черноземов Марбут (C. Marbut, 1931) исчислял всего в 400 890 км ², не причисляя к ним, однако, «почвы прерий». Если прибавить к цифре Марбута почвы прерий, сходные с нашими «выщелоченными» черноземами, а также «худшие черноземы», которые Марбут соединил с почвами сухих степей США, затем прибавить черноземы Канады, то площадь всех черноземов Северной Америки все-таки едва приблизится только к площади наших черноземов в Азии.

Основываясь на весьма схематичной карте К. Д. Глинки (издания 1928 г.), Агафонов (V. Agafonoff, 1929) подсчитал, что черноземы на всех материках занимают площадь около 8 млн. км ², или около 6% всей суши земного шара. Но в это число вошли, очевидно, большие площади различных черноземовидных почв, которые показаны на карте К. Д. Глинки одним знаком с черноземами, как, например, «регуры» Индии, черные почвы Австралии и экваториальной Африки, которые, по всем данным, выяснившимся в последнее время, представляют только некоторое внешнее подобие типичных черноземов наших степей.

Во всяком случае и при ограничительном толковании понятия «чернозем» почвы этого типа занимают на земном шаре пространство в несколько миллионов квадратных километров, в большей своей части обращенное в поля зерновых культур и составляющее не менее $^1/_3$ всех культивируемых земель земного шара, т е. являющееся главной житницей человечества.

Естественно, что на этих громадных пространствах чернозем не остается одним и тем же по происхождению, по составу и по процессам, в нем идущим.

На нашей общей карте Европейской части СССР, масштаб которой позволяет показать распределение только главных подтипов и разновидностей почв, мы могли все-таки показать, по крайней мере, 50 разновидностей

чернозема (считая разновидности по механическому составу). При более детальном изучении, особенно при выделении «культурных» разновидностей, число их увеличивается в несколько раз.

Для территории США на сводной карте масштаба 1 : 2 500 000 Марбут объединяет в группе чернозема несколько десятков местных «серий» почв, из которых каждая делится на разновидности по механическому составу.

Для чернозема, как и для других типов почв, во многих случаях выяснено комплексное залегание, т. е. изменчивость на небольших расстояниях, связанная, главным образом, с «микрорельефом».

Все это достаточно разъясняется в описании отдельных областей в третьем томе этого издания.

Тем не менее, сопоставляя разрезы чернозема в различных условиях залегания (на низких и высоких равнинах, на различных плотных и рыхлых породах), можно установить ряд общих признаков, повторяющихся во всех разрезах и свидетельствующих о влиянии некоторых общих условий на происхождение черноземных почв. Совокупность этих общих признаков и составляет понятие о естественном генетическом типе «чернозем» в его современном научном понимании.

В основных чертах это понятие было установлено В. В. Докучаевым еще после первых его исследований (1877—1881) и изложено в «Русском черноземе» (1883). Суммируя свои наблюдения над черноземами восточноевропейских равнин и выводы предшественников (Ф. Рупрехта, 1866; Л. Леваковского, 1871, и др.), Докучаев пришел тогда к следующим выводам:

«1) И по своему химическому составу и по своему физическому строению наш чернозем, при нормальном положении, всюду и постоянно представляет самую тесную генетическую связь с теми горными породами (материнскими), на которых он залегает; 2) как первичные (главным образом минеральные), так и вторичные (главным образом летучие) химические элементы распределены во всех наших черноземах всегда по определенным однообразным законам: чем ниже в почве взят образчик, тем больше будет в нем общая сумма элементов первичных и тем меньше элементов вторичных, и наоборот; 3) наш чернозем на громаднейшей территории своего распространения всегда имеет определенную, не превышающую 5 футов (150 см) мощность; 4) он всюду сохраняет определенное физическое строение; 5) он безразлично залегает как на водоразделах, так и по их склонам, как на местах высоких (абсолютно), так и низких; 6) его ложем служат породы всевозможных формаций; 7) русский чернозем обнаруживает живейшую связь с климатом и дикой растительностью страны; 8) наконец, наш степной чернозем не слоист и содержит в себе исключительно остатки наземных организмов («Русский чернозем», 1936, стр. 434).

Обсуждая далее некоторые спорные вопросы происхождения чернозема, Докучаев дал на них ответы, подтвержденные также позднейшими исследованиями.

По вопросу о том, образовался ли чернозем под лесом или произошел от травянистой растительности, Докучаев, соглашаясь с Рупрехтом, признал, что «леса сами по себе никогда не производили и не могут производить чернозема» (там же, стр. 440). Под лесом образуются почвы особого строения, обладающие характерным оподзоленным горизонтом с гороховатой или ореховатой структурой. Устанавливая, таким образом, степное происхождение чернозема, Докучаев указывал, что «всякая растительная

почва, всякий чернозем всегда образовывались и будут образовываться на любой коренной породе одновременно двумя параллельными процессами: а) проникновением гумуса с поверхности и из верхних почвенных горизонтов и б) на счет гниющих корней», причем первый может итти как путем механического проникновения растительных остатков через трещины или через норы животных, так и через просачивание мелких, уже обуглившихся частей растений через поры почвы или через просачивание растворов гуминовокислых соединений (там же, стр. 442).

Различные возражения на объяснение географического распределения чернозема влиянием климата и попытки связать его исключительно с возрастом страны или с распространением лёсса опровергаются тем, что чернозем образуется на самых разнообразных породах и в большинстве случаев на наносах того же возраста, как северные нечерноземные почвы. «Чернозем стал образовываться с тех пор, как область его современного распространения сделалась сушею, — говорит Докучаев, — и это образование во многих местах Южной России продолжается и теперь» (там же, стр. 495).

Понятие о «растительно-наземном» происхождении чернозема и о закономерном его распределении, связанном с климатом, было перенесено затем В. В. Докучаевым и Н. М. Сибирцевым на другие типы почв, явившись основой теории почвенно-климатических зон и господствующих в настоящее время представлений о естественных группах или типах почв.

Дальнейшие исследования самого Докучаева и его ближайших учеников (в б. Нижегородской и Полтавской губерниях, Бессарабии, Закавказье и др.), затем развитие картографии почв в нашей стране и в других странах (особенно в США), изучение глубоких разрезов и водного режима чернозема (работы Г. Н. Высоцкого, 1902, и других) и накопление аналитических материалов дали новые подтверждения основным выводам Докучаева и значительно расширили наши представления о типе чернозема.

Наблюдения Г. Н. Высоцкого (1901) на юге Украины, в Велико-Анадольском опытном лесничестве, продолжавшиеся 10 лет (1892—1902) и позднее перенесенные в другие районы, позволили установить характерные черты процессов, идущих в типичных черноземных почвах, их динамику во времени и связь их с гидрогеологическими условиями, с рельефом степи и с растительностью (фиг. 1, 2, 3).

Эти наблюдения были организованы как часть обширной программы, разработанной под руководством Докучаева для изучения мер борьбы с засухой. Организованной для этого особой экспедицией Лесного департамента была устроена сеть наблюдательных станций, связанных с лесозащитными и обводнительными опытами. Одной из таких станций и было Велико-Анадольское опытное лесничество, организованное из опытного участка названной экспедиции и старых лесных насаждений, начало которых было положено в 1843 г.

Географическое положение этой станции среди типичной высокой степи на среднегумусных (обыкновенных) черноземах (лесничество находится в 65 км к северу от Мариуполя на 47° 35′ с. ш. и 7° 8′ в. д. от Пулкова) на водоразделе рек Кальмиус и Волчьей, с высшими точками до 278 м над уровнем моря, позволяет считать данные и выводы Г. Н. Высоцкого характерными именно для средних условий черноземных степей и потому имеющими общее значение.



Фиг. 1. Целинная ковыльная степь. Аскания-Нова (фото А. А. Родэ).

Чернозем залегает здесь на довольно мощном покрове жёлто-бурого лёссовидного тяжёлого суглинка, причём уровень грунтовых вод на водоразделах степных балок лежит на глубине от 24 до 27 м (Высоцкий, 1928).

Средняя годовая сумма осадков за годы наблюдений (1892—1896) составляет 450 мм.

Ход осадков и других условий по сезонам за те же 6 лет виден из табл. 1 (Высоцкий Г. Н., 1901, 2).

Таблица 1

Климатические условия	Зима	Весна	Лето	Осень	В среднем за год
Температура воздуха (в градусах)	7.0	5.9	19.7	8.0	6.6
Относительная влажность воздуха (в %)	74 (?)	72.8	65.2	74.0	70.7 (без зимы)
Испарение воды из эвапорометра (в мм)	9.7	196.0	337.0	192.2	764.9
Осадки (в мм)	84.8	101.9	180.9	80.5	450.5

Температура почвы наблюдалась в трех пунктах до глубины 2 м. С ноября по март почва бывает замерзшей до глубины 50 см, в некоторые холодные годы (например, 1890—1891) отрицательные температуры опускались до 100 см. Осенью, при замерзании почвы с поверхности, почва на глубине остается до декабря и января с температурой выше нуля. Летом температура верхнего слоя почвы выше температуры воздуха. Уже с глубины 50 см го-



Фиг. 2. Разнотравная растительность на пае «Поди» (на темноцветных, осолоделых почвах). Аскания-Нова. (фото А. А. Роде).



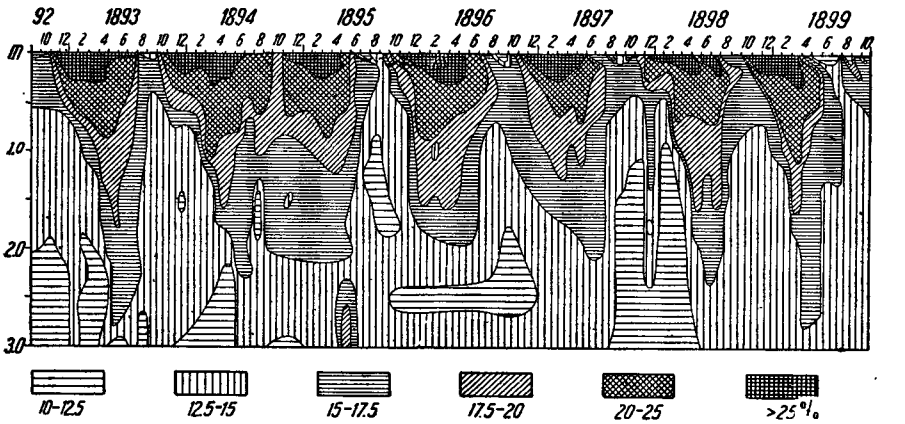
Фиг. 3. Естественная растительность на пятне солонца среди черноземов. Аскания-Нова. (фото А. А. Роде).

довой ход температуры сглаживается, но на глубине 2 м он еще колеблется от 1 до 13°.

Величина дефицита увлажнения, превышение испаряемости над осадками колеблется сильно по месяцам и по годам. Г. Н. Высоцкий вывел для Велико-Анадоля средние за 10 лет наблюдений (1891—1901) и сопоставил с ними наибольшие и наименьшие дефициты отдельных годов. В среднем за год и летние месяцы получается отрицательная величина. Особенно велик этот дефицит за сухой 1893/94 г., тогда как в отдельные сырые годы он исчезает и сменяется избытком осадков.

Таблица 2

Месяцы	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	В среднем за год
Средние за 10 лет (в мм)	—40	—31	7	34	69	89	42	—16	—39	—117	—265	—315	—582
Влажный 1893/94 г. (в мм)	—13	41	63	70	121	131	76	44	102	5	177	133	+950
Сухой 1900/01 г. (в мм)	—21	—39	—21	7	42	40	—49	—106	—263	—390	—592	—692	—2084



Фиг. 4. Линии равной влажности (хроноизоплеты) чернозема по наблюдениям Г. Н. Высоцкого за 7 лет в Велико-Анадольском степном лесничестве от поверхности до глубины 3 м.

Ход влажности почвы дан на чертеже (фиг. 4) в виде хроноизоплет, изображающих границы увлажнения чернозема на глубине от 0 до 3 м (по месячным средним в весовых процентах содержания влаги). [1]

«В течение лета и осени, — пишет Г. Н. Высоцкий (1901), — почва и грунт более или менее сильно иссушаются на значительную глубину преимущественно деятельностью растительных корней».

«Поздней осенью начинается новое промокание почвы, высшее содержание влажности которой наблюдается лишь в средине или во второй по-

[1] Этот чертеж взят из доклада Г. Н. Высоцкого II Международному конгрессу почвоведов в Москве. Он воспроизведен в красках в ежегоднике Тарандской Лесной Академии, 1932 г.

ловине весны. На плато и пологих склонах, с достаточно отдаленным уровнем грунтовой воды, прибыль влаги ко времени ее высшего содержания в грунте такова, что ее нехватает для сплошного промокания и связанного с этим сквозного промывания грунта. Ежегодно остается ниже некоторой глубины, колеблющейся чаще всего между 2 и 4 м, такой слой, влажность которого, не достигая капиллярной влагоемкости, остается в течение круглого года почти без изменений».

С глубиной зимне-весеннего промачивания и летне-осеннего иссушения почвы связывается мощность гумусового горизонта почвы и уровень солевых скоплений в ней. Мощности (А + В) Велико-Анадольского чернозема, колеблющейся от 75 до 100 см, соответствует приблизительно кривая влажности больше 20%.

Глубже, от 100 до 150 см, здесь лежит горизонт углеизвестковых скоплений (белоглазки), образование которого, по Высоцкому, соответствует глубине, до которой проникает наибольшая масса корней степных трав, особенно дерновинных злаков, и связывается с концентрацией восходящих растворов при быстром отсасывании их растительностью в момент усиленной летней транспирации (Высоцкий, там же, 1901, 2, стр. 142).

Необходимо отметить, что выделение $CaCO_3$ из почвенного раствора, содержащего преимущественно двууглекислую соль Са, может обусловливаться также выделением CO_2 при повышении температуры или при соприкосновении с воздухом, содержащим меньше CO_2, как это бывает при выходе углеизвестковых ключей на поверхность. По мнению же А. Ф. Лебедева (1936), образование солевых выцветов в толще почвы (а также скоплений коллоидов) может обусловливаться испарением растворов и псевдорастворов почвы, притекающих с пленочной и частью с гравитационной влагой к местам наибольшего иссушения, образующимся как от растительной десукции, так и от внутрипочвенного испарения при соответствующих разницах температур различных слоев почвы.

Отсюда необходимость учитывать наравне с водным режимом почвы также тепловой режим, который имеет, в свою очередь, прямое влияние на ход почвенных процессов, например на разложение органических остатков и на растительные и животные организмы, живущие в почве и на почве.

Обратный ход зимне-весеннего промачивания рисуется в Велико-Анадоле так:

«Промачивание почвы начинается обыкновенно с того времени, когда испарение влаги при понизившейся температуре значительно сокращается и начинаются осенние холодные дожди. В различные годы это время наступает, особенно для леса (вероятно и для некошенной девственной целины и кустарниковых зарослей), весьма не одинаково: в 1894 г. оно наступило в августе после сильных ливней, в 1896 и 1898 гг. — в октябре, а в 1892, 1893, 1896 и 1897 гг. — в ноябре. В открытой же степи, на полях и залежах, во все 7 лет наших наблюдений на Велико-Анадольском участке, оно наступало только в ноябре»,... «...начавшись в ноябре, промокание почвы происходит очень медленно вследствие скудных осадков и большой влагоемкости почвы. С наступлением морозов и установлением зимы промокание останавливается, не дойдя до подпочвы. Только при сильном таянии снега и отмерзании почвы промокание снова оживляется. Если после сильных оттепелей снова наступают морозы, то промокание опять почти застывает. Только в апреле и мае влага достигает двухметровой и большей глубины.

На полях промокание останавливается обыкновенно в конце апреля или в первой половине мая, под лесом же оно продолжается дольше, иногда даже до начала июня, когда уже происходит из вышележащих слоев значительная убыль влаги, частью вследствие передвижения вглубь, а частью через высасывание ее корнями растений...» (Г. Н. Высоцкий, 1899, 3).

При этом для увлажнения нижних горизонтов почвы на степных водоразделах и склонах обыкновенно влаги остается мало, передвижение гравитационной воды ограничивается глубиной не более 2 м (а нередко и значительно менее), тогда как глубже почва увлажняется только при помощи очень медленной передачи в пленочном состоянии. Сравнительно редки также на высоких равнинах случаи затекания воды по трещинам и другим полостям (influctio), так как граница промокания бывает обыкновенно лишь слабо извилистой и параллельной поверхности.

Расчет баланса прихода и расхода влаги в почве уже из наблюдений первых годов на Велико-Анадольской станции показал, что в этом балансе необходимо учитывать также конденсацию паров воды в почве (Г. Н. Высоцкий, 1902). Однако за отсутствием специальных наблюдений тогда эта часть прихода влаги не могла быть учтена, и расхождения в общем балансе относились Г. Н. Высоцким скорее на счет неточности наблюдений.

Позднее А. Ф. Лебедев (1936) показал, что конденсация паров воды в почве составляет существенную часть водного баланса почвы, достигая, по наблюдениям на Одесском опытном поле, 16.5% годовой суммы осадков. Это было подтверждено затем целым рядом наблюдений в других районах. Но дополнительное увлажнение за счет конденсации в почве не может покрыть общего дефицита влажности степных почв и не изменяет, таким образом, сущности почвенных процессов в степных областях.

Установленный Г. Н. Высоцким на Велико-Анадольской станции водный режим чернозема, подтверждаемый наблюдениями многих других станций, отличается как от режима почв влажных (гумидных) областей северных и тропических, так и от более сухих пустынно-степных. При общем дефиците увлажнения, проявляющемся в летне-осеннем высыхании почвы иногда до предела всасывания влаги растительностью (меньше 10%) и в наличии постоянного сухого горизонта, содержащего только очень медленно передвигающуюся гигроскопическую и пленочную влагу, водный режим чернозема отличается от пустынного режима периодами сравнительно глубокого промачивания и общим запасом влаги, позволяющим развиваться относительно богатой степной растительности и обусловливающим дифференцированный солевой профиль черноземных почв.

Такой водный режим тесно связан с тепловым и водно-воздушным режимом, обусловливающим газообмен и биохимические реакции в толще чернозема (см. ниже).

Этот режим позволяет нам причислять теперь черноземы к ряду почвообразования с преобладанием элювиальных процессов при умеренном увлажнении (к ряду нормальных или автоморфных зональных почв прежних классификаций).

Наблюдения на Велико-Анадольской станции, а также и на многих других станциях показали, как увлажнение степной почвы изменяется под влиянием растительности и культурного состояния поверхности почвы, с одной стороны, и распределяется неравномерно в зависимости от рельефа поверхности—с другой.

Г. Н. Высоцкий резюмировал свои наблюдения по отношению к первому ряду условий так: «1) Поверхность почвы наиболее иссушается там, где она совершенно открыта, т. е. на черном пару, затем на рано и низко скашиваемой целине, затем на позже и выше скашиваемом поле и меньше всего под лесом. 2) Почва (горизонт А + В) наиболее иссушается под травяною целиной, затем на поле и далее под лесом и менее всего под черным паром. 3) Подпочва (грунт) иссушается наиболее под лесом, затем под целиною, под полем и менее всего под черным паром» (Высоцкий, 1899,3).

Таким образом, в первобытном состоянии колебания влажности чернозема были, вероятно, более резкими, чем теперь на полях, и сильные летне-осенние дефициты увлажнения могли компенсироваться только отчасти более равномерным распределением снежного покрова. Регулирование влажности почвы применением черного пара и других агротехнических мер составляет, как известно, основу «сухого земледелия», и, таким образом, культура может существенно изменять строение и свойства чернозема, как и всяких других почв.

Нам придется вернуться к этому вопросу ниже, после обзора всех свойств чернозема.

Однако эта неравномерность увлажнения, связанная с растительностью и агротехникой, отражается главным образом только на верхних горизонтах почвы. Гораздо более заметна неравномерность увлажнения в зависимости от рельефа в различных его формах, т. е. от крупных форм (мезорельефа степей): плато, склонов, долин и т. д., и от мелких (микрорельефа) в виде западин, вершинных ложбин и т. п., так как это влияние сказывается на водном режиме глубоких горизонтов вплоть до грунтовых вод.

В этом отношении почвенно-географические исследования и детальная картография почв выяснили основные закономерности смены почв по рельефу. Залегание по рельефу служит одним из признаков для классификации почв, причем влияние форм рельефа учитывается большею частью только суммарно, без количественного учета отдельных элементов.

Формы рельефа определяют величину отдельных слагаемых в водном и тепловом режиме почвы, а также действие внешних механических агентов. На выпуклых и наклонных частях поверхности усиливаются сток и испарение влаги. Сток вод, в свою очередь, сопровождается денудацией, поверхностным смывом частиц почвы. Экспонированные к солнцу склоны отдают больше влаги путем испарения, что может способствовать развеванию почвы ветром (дефляции).

Что же касается всех вогнутых мест на степных водоразделах, то они собирают поверхностные воды и менее испаряют их, а потому отличаются от равнин и склонов с их сухим режимом. Под впадинами на степных водоразделах идет сквозное промачивание и промывание почвы до уровня грунтовых вод; они являются как бы «питающими» формами, способствующими повышению уровня грунтовых вод и вместе с тем выщелачиванию почв. Подобно впадинам, по словам Г. Н. Высоцкого, может действовать в степи и всякое препятствие, задерживающее сток вод и способствующее накоплению снега, как, например, опушки леса, изгороди и т. п.

Особый режим имеют нижние части пологих склонов, ложа степных балок и долины с их аллювиальными террасами и живыми руслами. Здесь сухой режим степи может нарушаться подпором грунтовых вод и временными скоплениями поверхностных вод. Поэтому здесь типичный степной ре-

жим с непромачиваемым круглый год горизонтом (dispulsiv у Высоцкого) может установиться только на выпуклых элементах высоких террас, тогда как в остальных частях господствует смена сквозной фильтрации поверхностных вод режимом капиллярного поднятия подземных вод.

Растительная десукция почвы и здесь играет свою роль, но она корректируется запасами грунтовых вод, обусловливая только временное опускание уровня их.

Последнее было установлено специальными водомерными наблюдениями в скважинах на Велико-Анадольской станции (в 1901—1902 гг), причем скважина в лесных посадках дала в сравнении с полевой значительно более резкое понижение уровня грунтовой воды: с весенних уровней 7.4 и 8.2 м в лесных посадках к началу осени отмечено понижение до 9.2 и 9.6 м, тогда как в полевой скважине колебания шли только в пределах полуметра (Высоцкий, 1930).

Такая сопряженность действия растительной десукции с рельефом поверхности и с грунтовыми водами наблюдается, как известно, не только в степной полосе, но и в более влажных лесных областях. Однако в степях имеет значение не только растительная десукция, но и непосредственное испарение влаги из почвы, и потому дефицит влажности охватывает все элементы рельефа. Поэтому ряды почв влажных лесных и сухих степных областей состоят из различных членов, которые не повторяются и могут давать сходные формы почв только в местах соприкосновения тех и других областей, т. е. в переходных районах.

Указанные различия водного режима по рельефу, вместе с малоизученными различиями теплового режима, обусловливают известную по детальным почвенным картам изменчивость почв или «пространственную динамику» их, которая учитывается в условных статических комплексах и сочетаниях или в распространении отдельных преобладающих или характерных элементов их, называемых типами и разновидностями почв.

Таким образом, понятие о черноземе как типе почвообразования должно слагаться; во-первых, из ряда сменяющихся во времени процессов, частью повторяющихся циклически, частью «необратимых» и составляющих стадии последовательного общего (векового) процесса преобразования вещества почвы как части коры выветривания и, во-вторых, из рядов пространственного изменения этих процессов, смотря по условиям топографическим и гидрогеологическим каждого данного элемента земной поверхности и в зависимости от изменения общих климатических условий вне связи с этими местными условиями, т. е. по климатическим зонам и фациям. Получающиеся в результате более или менее устойчивые (стабильные) состояния почвы в разных положениях по рельефу и в пространственно удаленных точках различных местностей дают сходные и повторяющиеся на больших расстояниях формы почвообразования: разновидности, типы и подтипы почв.

Естественно, что это сходство и устойчивость форм следует понимать условно. Но практически при классификации почв обыкновенно эта условность упускается из виду и нередко сопоставляются и соединяются по одному какому-нибудь признаку пространственно и динамически совершенно различные формы почвообразования [1]. Например, весьма условно

[1] Точно так же весьма условно, по нашему мнению, прямое сопоставление и приравнивание пространственных подразделений (типов и разновидностей) стадиям почвообразования во времени.

может быть сопоставление форм выщелоченных черноземов на равнинах в области лесостепи и в западинах южной сухой степи.

Принимая условность географических и систематических подразделений чернозема (как и других типов почв), нет надобности отвергать возможность нанесения их границ на карты и выведения некоторых общих признаков, имеющих теоретическое и прикладное значение.

В этом отношении из новых работ советских почвоведов выделяются работы И. И. Канивец и его сотрудников (1936) по Всесоюзному научно-исследовательскому институту сахарной промышленности.

В этих работах черноземный тип характеризуется тремя процессами: «окарбоначивания», выщелачивания и «регенерации». Последний термин обозначает восстановление черноземных почв при наложении дернового процесса на оподзоленные (лесные) почвы. Для каждого процесса различается ряд «стадий» по степени развития процесса (слабо, средне, сильно). На ряду с этим вводится понятие «комплекса»: «зональные типы это сложные комплексы, компоненты которых появляются в результате развития почв в целом»... и почвенный комплекс (в широком понимании) является многогранным сочетанием типов почвообразования»...

По производственно-техническим особенностям и физикогеографическим условиям почвенные комплексы обособляются в ряды и районы, занимающие определенные части территории. Таковы для Украины ряды: a) дерново-подзолистого комплекса с подрайоном «оподзоленно-выщелоченных почв (северный чернозем)»; b) «черноземов солончаково-выщелоченного ряда (северный чернозем)»; c) «черноземов выщелоченно-регенерированного ряда (средний, мощный чернозем)»; d) «почв слабого выщелачивания (обыкновенный чернозем)»; e) «солонцевато-осолоделых почв (террасовый чернозем)»; f) «оподзоленных и регенерированных почв (лесные почвы и очерноземленные подзолы)».

В этой сложной системе подразделений нелогично, во-первых, отождествление стадий, т. е. фаз развития во времени, со степенями выражения того или иного процесса, обусловленными преимущественно местными условиями почвообразования, разобщенными географически; во-вторых, смешение систематических подразделений с географическими, ведущее к внутренним противоречиям всей системы и неясности основных понятий. С одной стороны, говорят, «зональные типы это сложные комплексы»..., с другой — «почвенный комплекс является многогранным сочетанием типов почвообразования».

Однако, если эта попытка соединить вместе систематические и пространственные подразделения не может считаться логически стройной и законченной, то она очень хорошо подчеркивает вышеуказанные положения об условности систематических подразделений почв, а потому представляет известный прогресс в понимании природы чернозема и сопряженных с ним типов почв.

1 СТРОЕНИЕ ЧЕРНОЗЕМА.

В настоящее время еще невозможно аналитически последовательно разобрать и суммировать все признаки и свойства почв, относимых к черноземному типу, так как недостает многих звеньев в этих признаках и свойствах даже для лучше известных черноземов Европейской части СССР. Поэтому

мы ограничимся в дальнейшем выявлением только некоторых характерных черт чернозема, пользуясь наиболее полно изученными примерами.

Умеренное увлажнение с постоянным чередованием периодов насыщения влагой и высыхания, замерзания и нагревания, набухания и сжатия, развития жизненных процессов и их затухания, — все это, действуя в течение веков и тысячелетий, дало развитию степных почв определенное направление, выражающееся в том характерном строении или профиле, по которому мы легко отличаем чернозем от других типов почв. Со времени первых исследований Докучаева строение чернозема изучалось на тысячах разрезов и внешние морфологические черты его установлены с большой подробностью, позволяющей различать многие десятки разновидностей и судить по внешним признакам об их свойствах и происхождении.

Гораздо меньше разрезов изучено аналитически, т. е. с определением химического состава и физических свойств. Все же для многих сотен из них мы имеем определения главных составных частей и механического состава. Но только для немногих разрезов есть более или менее полные серии химических анализов по всем горизонтам.

Кроме немногих известных наблюдений над водным режимом полного профиля чернозема (как и других типов) еще меньше изучены его физические состояния и процессы динамики в них.

Такого рода исследования имеются только для поверхностных пахотных горизонтов, и то в весьма не полной серии разновидностей. Поэтому классификация и картография черноземов основываются преимущественно на морфологии и ориентировочных анализах, и только в последние года накопляются данные о солевом профиле и агрохимических показателях для наиболее распространенных разновидностей чернозема.

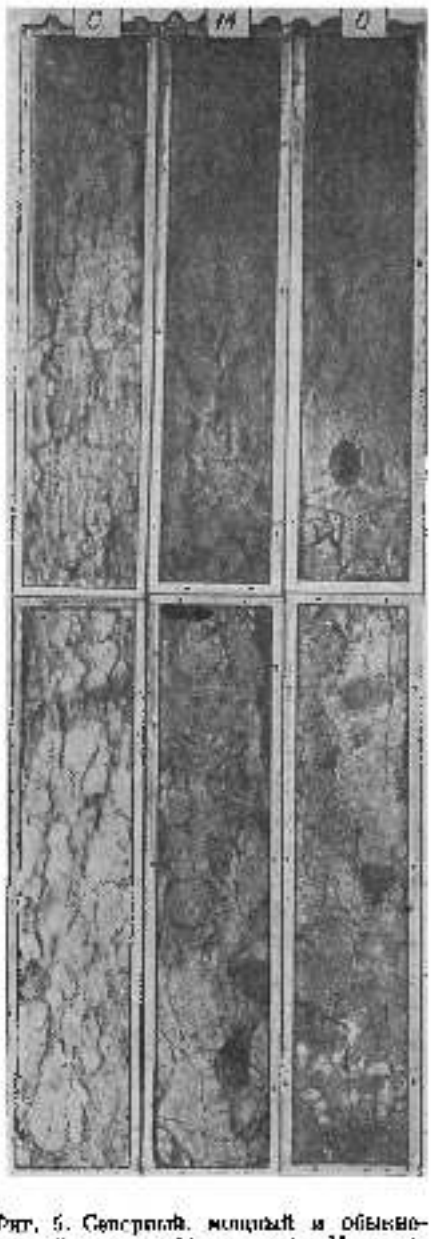
Так как описание отдельных разновидностей и их географического распределения войдет в очерки почв по областям, то здесь мы укажем только общие характерные признаки строения чернозема.

Наиболее ярким и характерным для чернозема является, как известно, его верхний г у м у с о в ы й г о р и з о н т, который не повторяется у других типов. Ему свойственны: темная окраска, приближающаяся к черной (от 80 до 96% черного по нормальной шкале) (Н. А. Архангельская, 1932), обусловленная более или менее значительным содержанием (от 4 до 18%) гумуса, преобладанием в нем гуминовых соединений и тесной связью их с минеральной частью почвы. Характерен также постепенный переход самого верхнего, равномерно и сплошь проникнутого гумусом горизонта А в нижний безгумусовый, обозначаемый или буквами A_2 и A_3, или АВ и В. Этот переход выражается то постепенным ослаблением темной окраски и сменой черного оттенка темнобурым (АВ), то затеками и пятнами темной окраски на фоне не окрашенной гумусом породы — обычно желто-бурого оттенка (B_1 и B_2) (фиг. 5).

Гумусовый горизонт чернозема является элювиально-аккумулятивным, поскольку в нем идут процессы выноса некоторых составных частей (простых солей, растворов органических веществ и др.) и накопление гумуса и связанных с ним минеральных (зольных) соединений.

У черноземов, не тронутых культурой, наблюдается переходная стадия накопления органических остатков в виде своеобразной упругой настилки (войлока) из отмерших частей растений, покрывающей почву слоем в 2—3 см (A_0).

Разложение надземных и подземных органических (растительных и животных) остатков происходит в условиях черноземных степей при неполном насыщении почвы влагой, преимущественно в аэробных условиях и при сравнительно высоких температурах летних месяцев, достигающих 25—30°С, а временами и больше. Сильное высыхание почвы летом и замерзание зимою обусловливают периодическое замирание биохимических процессов и накопление продуктов неполного разложения достаточно обильных органических остатков в виде устойчивых гуминовых соединений. Медленное и неполное промывание почвы при значительном содержании в почвенном растворе катионов (преимущественно кальция) способствует сохранению этих соединений в илюшя, выпадению их растворов и образованию мелких и крупных агрегатов из тесно связанных органических и минеральных веществ.



Фиг. 5. Сегодняй, мощный и обыкновенный черноземы Украины (по Мохову).

Таким образом, получается характерная для черноземов прочная мелкокомковатая, зернистая или крупитчатая структура, обусловливающая, в свою очередь, благоприятный для роста растений водно-воздушный режим.

В настоящее время накопляются данные, выясняющие различие состава гумуса черноземов по сравнению с подзолистыми почвами и другими типами. Содержание гуминовых соединений (лигнинно-гумусовых веществ) доходит в гумусе черноземов до 60%, тогда как у других типов оно понижается до 20% и не превосходит 40% (И. В. Тюрин, 1936). Для черноземов характерно среднее содержание в гумусе бишковых веществ (около 30%) и отношение количеств азота и углерода в гумусе около $\frac{1}{10} - \frac{1}{11}$. Однако есть данные о значительном колебании этого отношения, связанном частью с географическим положением, частью с глубиной аналитирогашных образцов, а также с культурным состоянием почвы (К. К. Гедройц, 1935; М. А. Власюк, 1936).

Естественно, что проникающий в глубину гумус имеет иной состав, так как он содержит более подвижные фракции, нежели накопляющийся

на поверхности. Но выяснить состав гумуса по горизонтам и связать его с условиями почвообразования еще не удается.

Кривая падения содержания гумуса с глубиною, представляющая гумусовый профиль чернозема, имеет различную форму, как видно из многих примеров, и могла бы служить более объективным показателем мощности чернозема, нежели обычные измерения, основанные на окраске и допускающие большую субъективность в определении границ подгоризонтов (A_1, A_1B, B_1, B_2) и общей мощности. Гумусовый профиль позволяет также определить общий запас гумуса в почве и, таким образом, провести более полное сравнение подтипов и разновидностей чернозема по гумусу. [1]

Если взять две почвы с одинаковой продукцией органических остатков и гумуса, но различающиеся по проницаемости для нисходящих токов воды и почвенных растворов, то весьма вероятно, что в более проницаемой почве корневая система и гумусовые затеки проникнут глубже, т. е. такая почва будет более мощной, но гумус в ней распределится на больший объем и, следовательно, его будет меньше на единицу объема, содержание его в верхнем горизонте будет меньше. С другой стороны, проницаемость почвы связана, главным образом, с ее механическим составом: супесчаные и пылеватые почвы более проницаемы, чем глинистые. В то же время увеличение содержания песка и пыли (преимущественно в виде мелких зерен кварца) понижает поглотительную способность и продуктивность почвы, а вместе с тем и содержание гумуса.

Оба эти условия могут быть приложены к объяснению большой мощности (А+В до 150 см) и относительной малогумусности черноземов Украинской ССР, особенно на правобережье Днепра, частью также к черноземам высоких террас Днепра и Волги.

Однако есть данные, противоречащие такому объяснению. С одной стороны, супесчаные черноземы часто бывают менее мощны, чем суглинистые, а с другой — черноземы причерноморские, приазовские и предкавказские, особенно последние, имеют большую мощность (А+В до 200 см) при глинистом составе.

Вероятно, таким образом, что мощность и гумусность чернозема более связаны с климатическими условиями и с историей образования чернозема.

В общем, как показал еще Докучаев, гумусность чернозема согласуется с климатом, она постепенно падает в направлении на юг и юго-восток вместе с усилением засушливости. Падение же к северу, показанное на карте изогумусовых полос Докучаева, связано скорее с влиянием лесной растительности, тогда как в черноземах северной полосы степей (луговых степей) содержание гумуса высокое, достигая часто наивысших пределов. Также заметно падение гумусности на склонах в связи с усилением дефицита увлажнения вследствие поверхностного стока.

Мощность в однородных геоморфологических условиях уменьшается или увеличивается параллельно содержанию гумуса и соответствует, в общем, глубине сплошного промачивания почвы, как это видно из наблюдений на Велико-Анадоле. Это соотношение более ясно заметно в толщине верхнего, однородно окрашенного подгоризонта А, тогда как в величинах общей мощности А+В оно может нарушаться под влиянием различных вторичных явлений; причем нарушается также отношение мощностей А и А+В.

[1] Такой метод предложен для классификации черноземов И. З. Имшенецким.

Это отношение в полноразвитых черноземах приближается обычно к 1, но встречаются черноземы, у которых А значительно меньше половины А+В. Это связано или с удалением части горизонта А смыванием или развеванием, или с развитием горизонта В в виде глубоко впедряющихся языков и потеков. Последние образуются большею частью путем засыпания или втекания гумусового горизонта по трещинам и имеют форму жил, перекрещивающихся на горизонтальных срезах. Или же толщина горизонта В увеличивается путем перемешивания почвы различными животными, например червями, как это наблюдается в приазовских черноземах. В некоторых случаях ясно, что увеличенная мощность чернозема связана с предшествующими фазами его развития. Так, например, некоторые мощные долинные (террасовые) черноземы образовались из аллювиальных гумусовых почв, в которых нарастание гумусового горизонта обусловливалось наносом гумусированных частиц во время половодья.

Большею частью случаи вторичных изменений и некоторые явления прежних фаз могут быть определены при внимательном изучении разрезов. Они не устраняют общего значения влияния климатических условий и связанного с ними влияния растительности. Однако история развития чернозема от начала его образования не может считаться вполне разъясненной. Некоторые соображения по этому вопросу будут приведены далее, после изложения данных о минеральной части чернозема.

Содержание гумуса в черноземах и мощность их более всего определяют его химический состав и физические свойства, так как гумус составляет существенную часть наиболее деятельной, коллоидальной части почвы — ее «поглощающего комплекса».

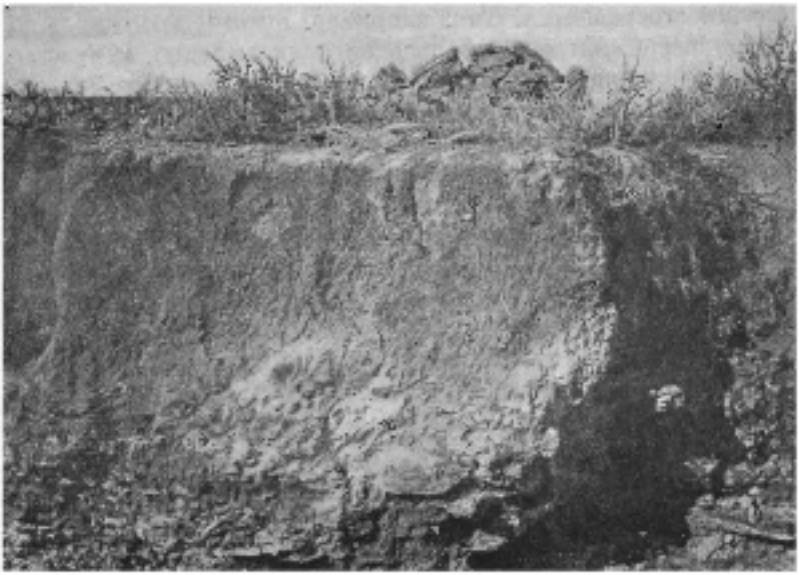
Но как процесс накопления гумуса, так и образование характерного для чернозема тесного соединения гуминовых веществ с минеральной массой связаны со свойствами этой массы и с процессами ее преобразования под влиянием внешних (экзогенных) агентов: солнечной энергии, атмосферных осадков, деятельности организмов и происходящих в результате ее биохимических процессов, т. е. всего того, что входит в понятие «выветривания».

Как уже было установлено Докучаевым и подтверждено многими новыми наблюдениями, образование чернозема не связано с какими-либо определенными породами. Можно наблюдать черноземы, образовавшиеся непосредственно из элювия разнообразных плотных пород — гранита (Украина, Южный Урал, Забайкалье), андезита (Крым, Забайкалье), базальта (Закавказье), песчаников, мергелей, известняков и др. Хотя такие черноземы составляют сравнительно небольшую долю черноземной зоны, но они не представляют чего-либо исключительного по условиям образования и местами занимают значительные площади. По большей части они развиваются в условиях горной степи и представляют суглинисто-каменистые (дресвяные, хрящеватые, щебенчатые) «скелетные» разновидности, причем образование на тонкой элювиальной коре выветривания какой-либо определенной породы чаще всего дает сочетания с образованием почв на смешанных делювиальных продуктах.

Гораздо более распространены черноземы, образовавшиеся на разнообразных рыхлых наносах, из которых преобладают покровы экстрагляциальных суглинков (лёссов, желто-бурых лёссовидных суглинков) и аллювиальных отложений высоких террас речных долин. Последние отличаются большей или меньшей сортировкой механического состава от тяжелых

жоватых суглинков до супесей и песков. Таким образом, состав материнской породы сам по себе не может служить препятствием к образованию черноземных почв. Вдоль наших степных рек Днепра, Дона, Волги и их притоков суглинистые черноземы водораздилов сменяются полосами легких супесчаных и песчаных черноземов. Последние на донских террасах носят название жерепковых и имеют в своем профиле и в типе растительности степной характер.

Без сомнения, при этом каждая порода передает черноземку черты своего химического состава и физических свойств, обусловливая образование мест-



Фиг. 6. Черноземы на продуктах выветривания третичного известняка. Н. Днепр.

ных разновидностей и переходов к другим типам. Породы кислого ряда, богатые кремнеземом, дают более тощие черноземы; на породах, содержащих щелочные соли, образуются солонцеватые черноземы, на цветных пропитанных породах, например красных пермских глинах, можно наблюдать черноземы красноватых или коричнево-бурых оттенков, на известняках (фиг. 6) — черноземы остаточно карбонатные и т. д. Естественно также, что в наших степях смена черноземов лесными оподзоленными почвами приурочивается преимущественно к пескам или к выходам корешных плотных пород, а также к местам, более увлажненным. Это объясняется многими причинами: гидрологическими условиями, возрастом отдельных элементов рельефа, рыхлостью или плотностью почвы, благоприятствующей или препятствующей росту древесных растений, и др. Но все эти явления не нарушают, а более подчеркивают общую закономерность распределения степи и леса, связанную преимущественно с климатом и выражающуюся в преобладании степи и черноземных почв в более сухих областях континентальных равнин и в постепенной смене их пустынными степями с каштановыми и бурыми почвами при нарастании засушливости.

Рассмотрим теперь, что происходит при образовании чернозема с минеральной массой материнской породы. Об этом до некоторой степени можно судить по анализам черноземов, проведенным послойно на возможно большую глубину. Сопоставляя такие анализы, можно приблизительно судить об изменении состава породы в процессе почвообразования, о накоплении или выносе отдельных веществ по горизонтам, если исходить из предположения, что первоначальный состав породы был одинаков на всю глубину ее, захваченную почвообразованием, т. е. на 2—3 м.

Такое предположение близко к действительности для мощных покровов лёссовидных суглинков, на которых развились большею частью черноземы нашей европейской территории, но далеко не в полной мере. Во многих случаях уже механический анализ обнаруживает неоднородность таких суглинков в вертикальном разрезе, которая, естественно, могла произойти при самом отложении наноса или путем вторичных изменений уже на поверхности отложившейся породы.

Сопоставление затрудняется также неоднородностью аналитических материалов и не всегда достаточной точностью их. Поэтому в настоящее время мы можем сделать выводы о миграции или аккумуляции веществ в черноземах только в отношении наиболее резкого проявления этих процессов.

Мы воспользуемся, как основой для наших сопоставлений, довольно полной серией анализов чернозема с участка Тамбовской опытной станции.

Эта станция расположена в 68 км на юго-восток от Тамбова около ст. Чакино Ленинской ж. д., на водоразделе рек Цны (системы Оки) и Савалы (системы Хопра и Дона) с абсолютной высотой 190 м. Типичный тучный и мощный чернозем здесь имеет мощность А — 43 см, А+В — 95 см, А+В+$В_2$ — 125 см. Материнской породой чернозема служит лёссовидная желто-бурая глина, довольно однородная до глубины 17 м. Среди преобладающего типичного чернозема здесь встречаются пятна черноземов, более или менее выщелоченных в западинах, и черноземов, нарушенных (перерытых) деятельностью животных (сурков и др.).

Нижеприводимые данные послойных анализов относятся преимущественно к одному глубокому разрезу Панкова № 86. Другие анализы отмечаются особо.

2. МЕХАНИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЧЕРНОЗЕМА

Изучая механический (гранулометрический) состав черноземов, образовавшихся на наносах по горизонтам, можно сделать вывод, что в процессе образования чернозема гранулометрический состав наноса существенно не меняется: гумусовые горизонты не отличаются или мало отличаются от подгумусовых, хотя можно было бы предполагать, что накопление гумуса и процессы выветривания должны давать увеличение количества наиболее мелких илистых частиц.

В этом отношении чернозем отличается от подзола и от солонцеватых и осолоделых почв пустынных степей. Оподзоливание и осолонцевание (осолодение) сопровождается, как известно, некоторым опесчаниванием верхнего горизонта. Но следует отметить, что указанное положение об однородности гранулометрического состава чернозема может быть принято только в первом приближении как в силу неполной однородности материнской породы, так и в силу неполноты отмучивания отдельных фракций при механическом анализе.

Поэтому некоторое уменьшение самых мелких фракций в верхнем горизонте черноземов, как видно из приводимых здесь анализов (табл. 3 и 4), может быть связано с неполным разрушением мелких аггрегатов и с потерями вещества при отмучивании по способу Вильямса. Это может относиться и к анализам по международному методу «А» с применением щелочи для диспергирования частиц, так как и этот метод не приводит к полному разрушению аггрегатов. [1]

Таблица 3

Механический состав тучного тяжелого пылевато-глинистого чернозема (в %) (по методу Вильямса) Тамбовской опытной станции

Глубина (в см)	Содержание частиц разных диаметров (в мм)					
	>0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	<0.001
1—5 .	0,79	3.77	25.46	44.30	9.65	11.30
20—25 .	0,06	6.21	22.63	43.93	9.69	17.48
40—45 .	0,00	8.34	24.88	38.06	10.24	18.48
80—85 .	0,00	6.90	22.00	40.66	10.88	18.56
120—125	0.00	5.22	22.32	39.58	8.62	24.26

Таблица 4

Механический состав малогумусного (южного) тяжелого пылевато-глинистого чернозема Заволжья из Саратовской области (близ ст. Клопиха) (в %)

(Анализ по Международному методу «А». Труды Комиссии по ирригации Акад. Наук СССР, т. VII, 1937)

Глубина (в см)	Содержание частиц разных диаметров (в мм)				
	>0.25	0.25—0.02	0.03—0.006	<0.006	соли
0—5	0.18	34.52	25.50	39.80	нет
10—15	0.20	34.00	23.40	42.40	—
25—35	0.00	35.78	27.82	36.40	8.07
45—55	0.00	24.45	31.62	43.93	9.41
110—120	0.15	19.55	29.00	51.40	15.19
200—207	0.00	33.94	32.00	34.06	9.77

Ультрамеханический анализ с повторным разрушением аггрегатов и длительным отмучиванием дает для черноземов (и вообще для глинистых пород) значительное увеличение самых тонких фракций.

Для кубанского, очень тяжелого чернозема, содержащего 82% частиц меньше 0.01 мм, акад. Гедройц получил в процентах ко всей почве:

	При отмучивании в воде	При диспергировании с NaCl
частиц < 0.001 мм	39.9	59.8
» < 0.0002 мм . . .	1.3	45.3

[1] Это видно из того, что международные испытания метода, проведенные проф. Ноаком, не дали согласных результатов.

Но эта способность к диспергированию аггрегатов не представляет специфической особенности гумусовых горизонтов чернозема, так как и нижние подгумусовые его горизонты и другие глинистые почвы и породы (например, иллювиальные горизонты подзола) дают при обработке NaCl или щелочами значительные количества частиц мельче 0.2 μ. Однако от оподзоленных горизонтов северных почв чернозем по составу и количеству тонких фракций отличается ясно. Количественно в этом отношении глинистые черноземы превосходят также иллювиальные горизонты подзолов и, вероятно, другие глинистые породы. Специфическим же свойством черноземного типа, как уже сказано выше, является его способность к образованию в естественном состоянии крупных и мелких прочных аггрегатов, т. е. прочной структуры, столь ценной для культуры. Это свойство выражено в наибольшей степени у типичных тучных и среднегумусных черноземов. Некоторое понятие о нем дает табл. 5. В ней обращает на себя внимание средняя группа структурных элементов — зерен от 1 до 3 мм диаметром, явно преобладающая и придающая черноземy характерную рассыпчатость и рыхлость. В самом верхнем горизонте эта группа немного уменьшается от уплотнения и распыливания и затем также уменьшается в горизонте В, постепенно переходя в смешанную структуру, получаемую от раздробления комков почвы при выемке их из разреза.

Исследователи структуры (Тюлин и другие) установили, что часть аггрегатов чернозема отличается большой стойкостью и не разрушается при продолжительном намачивании водой. В пензенском черноземе этой части оказалось 63%, в шадринском только 33%.

Отсюда ясно, что состояние влажности может определять до известной степени структурность чернозема при воздействии на него какой-либо механической силы. Это и было установлено непосредственными опытами.

Таблица 5

Количества структурных элементов в тучном черноземе Тамбовской опытной станции, полученные простым просеиванием воздушно-сухой почвы

Глубина (в см)	Количества элементов разного диаметра на 100 г почвы (в мм)								
	<0.25	0.25—0.5	0.5—1.0	1—2	2—3	3—5	5—7	7—10	>10
1—5	13.20	12.80	7.70	18.25	13.25	10.70	9.50	6.67	7.75
20—25	8.96	9.42	7.85	30.70	28.83	11.37	2.83	нет	нет
40—45	9.62	11.64	7.72	24.82	21.10	13.94	5.57	4.17	1.62
60—65	8.20	10.65	6.37	19.20	18.70	13.70	5.75	9.18	8.25
80—85	5.70	6.70	4.10	11.40	12.10	10.26	7.65	14.32	27.77

В естественном состоянии (без обработки) большую роль в образовании структуры чернозема играет корневая система многолетних трав, а также периодические изменения влажности и температуры почвы; работа различных животных—червей, насекомых и других; физико-химические процессы, как свертывание коллоидов и др., в связи с колебаниями состава почвенных растворов, а также температуры при этом имеют существенное значение. Поэтому и в естественном состоянии чернозема его структура является только относительно устойчивым постоянным признаком. Многолетняя же

культура, как известно, разрушает естественную зернистую структуру чернозема, распыляет или уплотняет его.

В свою очередь, структурное состояние чернозема определяет его физические и механические свойства — порозность, влагоемкость, аэрацию и др.

Но сложность как самого процесса структурообразования, так и его связей с другими явлениями, вместе с недостаточной изученностью этого процесса (Д. Г. Виленский, 1936), не позволяет привести здесь каких-либо точных данных для характеристики чернозема с этой стороны.

3. ВАЛОВОЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЧЕРНОЗЕМА

Для химического состава чернозема характерно слабое развитие элювиального процесса. Оно сказывается в малой изменяемости валового состава минеральной части по горизонтам, за исключением скопления карбонатов в нижних горизонтах, и в значительном, также равномерном содержании глинистых частиц, растворимых в разведенных кислотах.

Просматривая в табл. 6 цифры валового анализа тамбовского тучного чернозема, перечисленные на прокаленное вещество (т. е. без гумуса, воды и углесолей), можно заметить только небольшое нарастание количества глинозема, начиная с глубины 40—45 см (горизонт B_1) и до глубины 105 см, и соответственно уменьшение молекулярного отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$.

В этом можно было бы видеть признаки начинающегося выноса глинозема из верхнего горизонта и начало образования глинистого иллювия, подобно тому как это имеет место при деградации чернозема под лесом. Однако такое объяснение не вяжется с неподвижностью в том же разрезе окислов железа и оснований щелочноземельных и щелочных. Кроме того, в целом ряде известных в литературе валовых анализов типичных черноземов (например, анализы Шмидта для балашовского чернозема) наблюдается, наоборот, некоторое увеличение содержания глинозема в гумусовом горизонте.

Сопоставляя анализы кислотных вытяжек с валовым анализом, можно приблизительно подсчитать количества главных групп минералов, составляющих силикатную часть чернозема. Если считать, что 10% соляная кислота растворяет преимущественно водные вторичные силикаты (глины и гидрослюды) и что в неразлагаемых ею безводных первичных силикатах содержится в среднем около 60% SiO_2, то для тамбовского тучного чернозема, согласно табл. 6, имеем следующие количества (в % на всю массу почвы):

	Водных силикатов	Безводных силикатов	Кварца
В горизонте 1—5 см . .	30.21	29.82	26.88
В горизонте 120—125 см	28.88	27.5	26.14

Подобный расчет для других случаев показывает, что в более легких опесчаненных почвах и породах содержание кварца значительно увеличивается за счет остальных групп. Содержание гидратной воды обычно составляет около 10% группы водных силикатов.

Непосредственным подсчетом зерен минералов в отмученных песчаных фракциях по большей части обнаруживается преобладание зерен кварца и на втором месте по количеству выветрелые полевые шпаты и слюды. В значительно меньших количествах находятся минералы тяжелой фракции, как роговые обманки и др.

Таблица 6

Валовой химический состав тучного мощного чернозема Тамбовской опытной станции

Числа даны на сухую почву (в скобках на прокаленную почву) (в %)

Составные элементы / Горизонты (в см)	1—5	20—25	40—45	60—65	80—85	100—105	120—125
Гигроскопическая вода	6.39	6.73	6.71	6.43	6.32	5.61	4.94
Потеря от прокаливания	13.10	12.92	10.53	9.73	8.73	5.95	4.18
Гумус	9.82	9.40	7.35	6.75	5.85	3.35	1.72
Азот	0.45	0.42	0.34	0.31	0.25	0.17	0.09
Отношение $\frac{C}{N}$	13.00	13.00	12.00	13.00	13.5	11.00	11.00
CO_2	0.00	0.08	0.06	0.07	0.09	4.50	6.05
P_2O_5	0.21	0.21	0.20	0.19	0.18	0.16	0.12
SO_3	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09	0.10
SiO_2	61.70 (73.72)	61.32 (75.69)	62.74 (74.22)	63.58 (73.17)	62.66 (72.14)	58.89 (73 80)	58.06 (73.02)
Al_2O_3	12.89 (15.42)	13.21 (15.76)	14.73 (17.03)	14.86 (17.13)	14.42 (16.58)	12.91 (16.08)	12.98 (16.07)
Fe_2O_3	5.50 (6.57)	5.52 (6.21)	5.49 (6.39)	5.65 (6.51)	5.54 (6.25)	5.27 (6.60)	4.95 (6.22)
Mn_3O_4	0.035 (0.04)	0.042 (0.05)	0.038 (0.04)	0.044 (0,05)	0.050 (0.06)	0.061 (0.07)	0,065 (0.08)
CaO	2.50 (2.99)	2.67 (3.18)	2.30 (2.67)	2.12 (2.44)	3.34 (2.80)	7.32 (2.03)	9.10 (1.77)
MgO	1.68 (2.01)	1.71 (2 04)	1.87 (2.12)	1.77 (2.03)	1.85 (2.12)	2.01 (2.66)	2.24 (2.82)
K_2O	2.21 (2.63)	2.05 (2.44)	2.08 (2.42)	1.80 (2.07)	1.69 (1.93)	2.39 (2.99)	2.47 (3.10)
Na_2O	1.33 (1.65	1.22 (1.45)	1,02 (1.18)	0.88 (1.02)	0.79 (0.90)	1.08 (1.35)	1.12 (1.53)
Отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	8.1	8.4	7.4	7.2	7.2	7.8	7.7

Сравнительно небольшая часть веществ, не разлагаемых 10% соляной кислотой, разлагается крепкой серной кислотой. Таких веществ в черноземах Заволжья найдено от 4 до 10% от веса всей почвы, тогда как количества остальных групп приблизительно соответствуют данным для тамбовского чернозема.

Все эти расчеты весьма приблизительны. Однако ясно, что в черноземах не наблюдается накопления остаточного кварца, как в подзолистых почвах, и равным образом не замечается выноса кремнезема, как в латеритных почвах. Ясно также, что в результате процесса черноземообразования силикатная часть материнской породы остается сравнительно слабо затронутой элювиальным процессом: в ней содержатся те же количества оснований. Такой результат почвенных процессов наблюдается и в тех случаях, когда чернозем образуется непосредственно на элювии плотной кристаллической породы. Это было показано анализами чернозема, образовавшегося на авгитовом андезите горы Карадаг, в Крыму (И. Н. Антипов-Каратаев и Л. И. Прасолов, 1932), где найдено (в % от прокаленного вещества):

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	TiO_2	MnO
В горизонте 0—10 см	59.09	17.55	11.43	4.20	3.15	2.52	1.46	0.62	0.58
В породе	58.68	15.67	11.22	4.89	4.21	1.15	3.37	0.38	0.99

Выветривание превратило здесь плотную породу в суглинок, содержащий 16.23% частиц меньше 0.001 мм и 0.765% CaO и 0.250% MgO в поглощенном состоянии, т. е. глинистые продукты выветривания остались на месте и насыщены основаниями. [1]

Природа этих продуктов выветривания остается, однако, не совсем выясненной. Они представляют неопределенную смесь тонкораздробленных частичек первичных минералов с продуктами их гидролиза в виде остаточных глин, насыщенных основаниями, и частью, возможно вновь образовавшихся из отдельных окислов.

Химический анализ самых тонких суспензий чернозема, не оседающих в течение 7 суток и даже в течение месяца, т. е. частиц около 0.0002 мм диаметром, показывает, что в них уменьшается, по сравнению со всей почвой, количество SiO_2 и увеличивается содержание полуторных окислов, а также всех оснований. Вместе с тем оказывается, что даже самая тонкая суспензия не разлагается целиком 10% HCl, причем неразложимая часть в черноземе достигает 30%, а в других почвах до 70% (Л. П. Белякова, 1928).

Из этих анализов вытекает, что глинистая фракция чернозема (как и других почв) представляет смесь сложных водных силикатов с небольшим лишь содержанием свободных гидратов полуторных окислов и, возможно, содержащая примесь обломков первичных безводных силикатов.

Сходные результаты получены американскими исследователями, выделявшими тонкие частицы при помощи сильной центрофуги (H. B. Byers, 1935).

По этим данным коллоиды группы черноземных почв США характеризуются: отношением $\frac{SiO_2}{R_2O}$ выше 3, отношением $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ выше 4, отношением $\frac{SiO_2}{RO + R_2O}$ около 7, высокой обменной способностью и относительно невысоким содержанием гидратной воды.

[1] Этот разрез сделан в условиях, исключающих принос материала извне.

По представлениям американских почвоведов почвенные минеральные коллоиды есть продукт гидролиза полевых шпатов (Byers, l. c., стр. 77), проходящего, смотря по условиям, ряд стадий. Первая из них—стадия монтмориллонитовой кислоты, имеющей состав $3H_2O.Al_2O_3.6SiO_2$. Она может переходить в стадию пирофиллитовой кислоты, затем галлоизитовой и закончиться стадией свободного гидрата глинозема, соответствующей латеритным почвам.

По Брэдфильду (R. Breadfield, 1935), эти остаточные продукты гидролиза полевых шпатов (или других минералов) могут быть лишены электродиализом обменных щелочных и щелочноземельных катионов и насыщены водородом. В таком состоянии они представляют весьма сильные алюмокремневые кислоты. Однако это определение нуждается в дальнейшей экспериментальной проверке, как показали новые исследования в Институте им. Карпова и в Почвенном институте Академии Наук (Антипов-Каратаев и др.).

Действительно новейшие рентгеноскопические исследования в СССР и за границей подтверждают присутствие в почвах водного силиката типа монтмориллонита вместе с другими минералами глин, а также присутствие слюд и мелкораздробленных частиц кварца и опала (И. Н. Антипов-Каратаев и др., 1936).

На основании этих исследований присутствие в этих коллоидах смешанных гелей свободных гидроокисей для черноземов не подтверждается. Во всяком случае в черноземах, как и других степных почвах, продукты гидролиза первичных минералов представляют относительно прочные соединения, насыщенные основаниями, преимущественно кальцием, и потому слабо гидратизированные (содержащие мало воды) и мало подвижные. В таком же состоянии находятся в черноземах и органические коллоиды — гуминовая кислота и ее производные.

Количество катионов, связанных адсорбцией минеральных и органических коллоидов чернозема и определяемых при помощи обменных реакций, достигает именно у тяжелых глинистых черноземов наивысших величин— до 1.3%, или 65 м-экв. на 100 г почвы. Оно, естественно, возрастает вместе с содержанием гумуса, достигая наибольшей величины у тучных черноземов, и падает в безгумусовых горизонтах. Из обменных катионов у черноземов преобладает кальций, на втором месте стоит магний (около 0.2 количества кальция), и в незначительных относительно количествах присутствуют водород, калий и натрий.

Содержание обменного водорода, соответствующее обменной кислотности чернозема или так называемой «ненасыщенности», заметно возрастает (до 5—10 м-экв.) только в наиболее увлажняемых разновидностях чернозема (выщелоченных и деградированных).

Заметные, но относительно небольшие количества обменного Na наблюдаются у типичных черноземов только в нижних горизонтах или у солонцеватых разновидностей остаточного и капиллярного засоления. В нижних горизонтах возрастает иногда и количество обменного магния.

Такое состояние коллоидов чернозема должно быть связано с малым количеством воды, просачивающейся через почву, и медленным током ее с периодическим высыханием до состояния только пленочного увлажнения. При этом незначительное количество продуктов гидролиза всегда может быть насыщено основаниями, содержащимися в обильных растительных остатках

и в почвенных растворах, поднимающихся по капиллярам из более глубоких горизонтов, пропитанных карбонатом кальция.

Поэтому водные вытяжки из верхнего горизонта типичных черноземов и суспензии их с водой обнаруживают обыкновенно нейтральную реакцию или близкую к нейтральной (pH от 6.5 до 7.0). Только у черноземов сильно увлажняемых, например черноземов лесостепных районов (выщелоченные и деградированные) или черноземов западин, эта реакция переходит в слабокислую. Весьма вероятно, что реакция почвенного раствора чернозема изменяется также в зависимости от увлажнения в разное время года.

4. СОЛЕВОЙ ПРОФИЛЬ ЧЕРНОЗЕМА

Сухой остаток водных вытяжек из верхних горизонтов чернозема состоит преимущественно из органических веществ и бикарбонатов кальция и магния. Содержание других солей (бикарбонатов калия и натрия, их хлоридов и нитратов, а также фосфатов, сульфатов, кремнекислых солей) и полуторных окислов в этих вытяжках обнаруживается при обычных методах анализа лишь в виде следов, количественно не определяемых, или совсем не обнаруживается (табл. 7 и 8). Только в нижних горизонтах водные вытяжки обнаруживают уже определенные количества нормальных карбонатов вместе с хлоридами и сульфатами, преимущественно натрия, а также сульфатом кальция, и дают уже ясно щелочную реакцию (pH 7.5—8.0).

Таблица 7

Анализы водных вытяжек из тучного чернозема Саратовской области (10 км к югу от Елани) из работы Димо и Келлера «В области полупустыни» (стр. 159) (в %)

Составные элементы \ Горизонты в см	1—10	20—25	40—45	58—60	65—69	85—90	125—130
Сухой остаток	0.078	0.082	0.080	0.060	0.074	0.062	0.058
CO_2	0.002	0.001	0.001	0.003	0.009	0.007	0.007
SiO_2	0.008	0.006	0.005	0.004	0.002	0.001	0.002
Cl	следы	0.001	0 001	следы	0.001	0.000	0.000
SO_3	0.006	0.004	0.004	0.006	0.003	0.003	0.004
Сумма R_2O_3	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.004
CaO	0.010	0.006	0.008	0.006	0.013	0.012	0.011
MgO	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.004	0.005
K_2O	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002
Na_2O	0.003	0.002	0.001	0.002	00.03	0.004	0.005

Бикарбонаты Ca, Mg, K и Na являются постоянным продуктом гидролиза первичных минералов при действии воды, содержащей угольную кислоту, образующуюся при разложении органических остатков и при жизнедеятельности организмов.

Присутствие карбонатных скоплений в черноземах, образовавшихся непосредственно на некарбонатных кристаллических породах (гранитах, диабазах и др.), показывает, что этот процесс является нормальным для степных условий. Однако для большей части черноземных почв, образовавшихся на наносах, его нельзя отделить от процессов миграции углесолей аллохтон-

Таблица 8

Анализы водных вытяжек из тучного мощного чернозема Тамбовской опытной станции (в %)

(Вытяжки сделаны пятикратным количеством воды при взбалтывании 3 мин.)

Составные элементы \ Горизонты (в см)	1—5	20—25	40—45	60—65	80—85	150—110
Сухой остаток	0.091	0.090	0.079	0.082	0.089	0.085
Общая щелочность HCO_3	0.018	0.019	0.017	0,019	0.040	0.047
SiO_2	0.006	0.007	0.005	0.004	0.003	0.004
Cl	нет	следы	следы	следы	следы	следы
SO_3	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002
CaO	0.013	0.012	0.014	0.017	0.027	0.026
MgO	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003
Сумма $K_2O + Na_2O$	0.012	0.013	0.009	0.011	0.010	0.011

ного происхождения, т. е. содержавшихся в материнской породе до образования чернозема в виде обломков осадочных карбонатных пород и кальцита или же приносимых в нее извне — из грунтовых вод, или из поверхностного приноса с пылью (импульверизации), или из раковин наземных моллюсков. В образовании углесолей в почве могут иметь значение также обменные реакции. О том, что выпадение из растворов и накопление углесолей кальция и магния происходит в почве различными путями, можно судить отчасти по форме, в которой они скопляются.

Одна из распространенных форм — выцветы в виде плесени (псевдомицелий), в некоторых случаях имеющие характер тонких игольчатых кристаллов (люблинита). Эта форма наблюдается преимущественно в случаях постоянной подвижности карбонатов в черноземах, лучше увлажняемых (например, в тучных черноземах), тогда как в черноземах более сухих областей (южных) наблюдаются скопления углесолей преимущественно в форме «белоглазки», или в форме сплошного пропитывания почвы, или, наконец, в форме корок на обломках твердых пород.

В некоторых случаях углесоли пропитывают гумусовый горизонт чернозема до самой поверхности (например, в приазовских и предкавказских черноземах), в других — они скопляются на некоторой глубине, приблизительно соответствующей наибольшему ежегодному промачиванию чернозема. Большею частью выше горизонта максимального скопления углесолей они убывают постепенно и обнаруживаются слабым вскипанием с кислотой на некоторой глубине от поверхности. Глубина вскипания чернозема связана с миграцией углесолей и с их выпадением из растворов под действием разнообразных условий — климата, рельефа, поверхностной денудации, деятельности животных в почве и др. — и потому далеко не всегда обнаруживает постоянное соотношение с мощностью и с гумусностью чернозема. Чаще всего у черноземов, не затронутых денудацией, вскипание наблюдается в горизонте B_1, у черноземов же северных лесостепных областей вскипание опускается ниже гумусового горизонта. Однако различные вторичные процессы и сезонные колебания увлажнения очень часто нарушают это соотношение. Поэтому уровень вскипания сам по себе, взятый отдельно,

не может служить признаком, определяющим генетический тип или подтип чернозема, и какие-либо средние из глубин вскипания, выводимые статистически, не могут служить классификационным признаком.

Необходимо отличать, кроме того, случаи «остаточной карбонатности» черноземов, т. е. присутствие в них углекислых кальция и магния, оставшихся невыщелоченными от материнской карбонатной породы. Такие черноземы очень распространены в областях развития известняков и мергелей. При этом вместе с остаточными карбонатами в почве наблюдаются также формы вторичных скоплений их (псевдомицелий). В некоторых же случаях трудно отделить новообразования карбонатов от остаточных форм их и от скоплений карбонатов, образовавшихся до современного почвообразования при другом режиме. К такого рода скоплениям относятся, вероятно, плотные стяжения (конкреции) карбонатов, достигающие иногда значительной величины в глинах, подстилающих черноземы.

Содержание углекислоты, связанной в углесолях, накопляющихся в нижних горизонтах чернозема, колеблется чаще всего в пределах 5—8% для горизонта наибольшего скопления их. Из этого количества бо́льшая часть приходится на $CaCO_3$ и меньшая на $MgCO_3$, но точное соотношение их трудно определимо; возможно присутствие двойной соли $CaMg(CO_3)_2$. Вместе с этими солями постоянно присутствуют также небольшие количества щелочных углесолей, вероятно чаще всего в виде бикарбонатов. По мнению К. К. Гедройца, бикарбонат и карбонат натрия образуются в почве (преимущественно в солонцах) путем гидролиза и обменных реакций за счет поглощенного натрия.

В черноземах сыртовой области Заволжья анализы водных вытяжек обнаруживают следы щелочных карбонатов в горизонте А и небольшие, но определимые количества (до 3 м-экв.) в горизонтах $B_к$ и $C_к$, начиная с глубины 60—70 см, на ряду с присутствием поглощенного Na и незначительными количествами NaCl. Эти горизонты чернозема отличаются всегда значительной плотностью. Глубже, от 150 до 200 см, в малогумусных (южных) черноземах количество хлоридов и сульфатов Na увеличивается и достигает максимума вместе со скоплениями гипса. Таким образом, щелочные карбонаты в черноземах (как и в каштановых почвах сухих степей и в солонцах) могут образоваться не столько за счет первичного выветривания, сколько за счет обменных реакций под действием гумусовых веществ и угольной кислоты.

Как сказано выше, вместе с углесолями в черноземах всегда обнаруживаются также различные соли более сильных кислот — хлориды, сульфаты, нитраты и фосфаты, но в относительно незначительных и непостоянных количествах. Из них только сульфат кальция (гипс) накопляется до валового содержания в несколько процентов в нижних горизонтах чернозема на глубине около 2 или 3 м. Эти скопления наиболее обильны и постоянны в переходной подзоне у «южных» черноземов, образуя здесь целые прослои крупных сростков мелких кристаллов гипса на глубине от 150 до 250 см. По мере перехода в менее засушливые подзоны «гипсовый горизонт» становится менее выраженным и находится на большей глубине. В разрезе Высоцкого на Велико-Анадольской станции гипсовый горизонт отмечается на глубине от 3 до 4 м, совпадая со вторым гумусовым горизонтом. В тучных черноземах гипсовый горизонт, как постоянная часть профиля, не известен, хотя встречаются указания на небольшие скопления сульфатов в глубоких горизонтах чернозема и этой подзоны.

При этом вместе с сульфатом кальция, сравнительно труднорастворимым, водные вытяжки обнаруживают обычно и щелочные сульфаты, преимущественно сернокислый натрий.

Таким образом, скопления карбонатов и сульфатов в черноземах представляют более или менее устойчивый общий признак строения чернозема, принимающий различные формы в зависимости от условий, направляющих процесс солеобразования и циркуляции солей в почве, главным образом условий увлажнения. Вместе с более подвижными и непостоянными формами солей эти скопления образуют *солевой профиль* чернозема, вариирующий в пространстве и во времени.

Изучение солевых профилей различных черноземов в настоящее время только начинается и потому остаются невыясненными многие основные вопросы солеобразования и динамики солей в черноземах.

Сульфаты почвы, как и все другие соли, могут быть нормальным продуктом выветривания и участвуют в биологическом круговороте веществ. В гумусовых горизонтах чернозема всегда находят около 0.05% серы, входящей в состав белковых соединений гумуса и различных серусодержащих минералов, но лишь около 0.1 и менее из этого валового количества обнаруживается в виде воднорастворимых сульфатов, за исключением случаев вторичного засоления поверхностных горизонтов из грунтовых вод. Однако некоторые материнские породы чернозема, в том числе экстрагляциальные наносы, а также делювиальные суглинки в области соленосных морских отложений могут содержать значительные количества сульфатов до образования чернозема. Поэтому значительные скопления гипса в глубоких горизонтах черноземных почв могут быть объяснены просто вымыванием этих первоначальных запасов сульфатов. Не исключается также возможность образования «подпочвенных сульфатных солончаков» в одной из стадий почвообразования, предшествовавших черноземной, именно в стадию лугов, последовавшую за отложением наноса при высоком базисе эрозии.

Кроме того, в образовании и круговороте соединений серы в черноземах, как и в других почвах, могут принимать участие сернистые соединения, попадающие в почву из атмосферы в виде пыли (импульверизация), приносимой из близлежащих или далеких мест и в виде осадков из дыма заводских печей и т. п. Что касается других солей, как фосфаты и нитраты, имеющих наибольшее значение в малом биологическом круговороте и потому определяющих агрономическую оценку разновидностей чернозема, то содержание их, как известно, подвержено большим сезонным колебаниям в связи с ходом биохимических процессов в почве и с фазами развития растительности. Эти колебания накладываются на неравномерное распределение исходных веществ и интенсивности биохимических процессов в почве под влиянием неравномерного увлажнения, освещения, нагревания, аэрации и других факторов.

Валовое содержание фосфорной кислоты в черноземах чаще всего колеблется около 0.1—0.2%. Только в случаях образования чернозема на фосфоритных породах (например, на верхнеюрских породах Заволжья) это содержание повышается до 0.5—1.0%. Но из этого количества только около 0.1 содержится в подвижных формах. Так, в опытах Кирсанова и его сотрудников слабой соляной кислотой (0.2N) извлекается из чернозема Каменностепной опытной станции не более 0.0035% фосфорной кислоты, при валовом содержании от 0.14 до 0.18%. Только двадцатикратная обработка та-

кой кислотой дает в сумме до 0.04% P_2O_5. При этом колебание подвижной P_2O_5 по горизонтам чернозема не велико. В расчете на минеральное вещество замечается аккумуляция фосфатов в гумусовом горизонте чернозема.

Валовое содержание азота в черноземах выражается величинами от 0.1 до 0.5%, в зависимости от содержания гумуса, причем содержание азота в гумусе колеблется в пределах около 5—7%. Входя в состав сложных молекул белковых веществ и гуминовых соединений, азот гумуса образует относительно прочный малоподвижный запас. Поэтому баланс азота в черноземах связан преимущественно с фиксацией азота воздуха и с процессами нитрификации специальными микроорганизмами. Бо́льшая или меньшая способность чернозема к нитрификации составляет одну из его характерных черт, как типа почвообразования, обеспечивающего аэрацию, питательный субстрат и гидротермические условия для нитрифицирующих организмов.

Количества нитратов в черноземах, уловимые анализами, колеблются в широких пределах. Так, в черноземе Саратовской опытной станции для горизонта 0—20 см оно колебалось в 1925—1926 гг. в пределах от 0.3 до 10.9 мг на 100 г почвы. Чем больше глубина, тем количество нитратов значительно уменьшается, но еще на глубине 70—100 см в среднем за вегетационный период было найдено 0.43 мг на 100 г почвы.

В значительно меньших количествах находятся в черноземах другие промежуточные формы азота (нитриты, аммиак), в которых азот может также усваиваться растением, причем содержание их может определяться различием исходных азотистых соединений гумуса, зависящим, в свою очередь, от генезиса данной разновидности чернозема.

С другой стороны, содержание нитратов, как и других форм азота, определяется больше всего физическим состоянием почвы, зависящим от естественных условий и от агротехники, а также рода культуры.

Поэтому географическая характеристика черноземов в отношении их азотного баланса слишком сложна и не может быть выражена какими-либо постоянными показателями.

5. ФИЗИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ЧЕРНОЗЕМА

Все сложные процессы выветривания, гумификации, выноса и накопления веществ и др., в результате которых образовались и образуются черноземы, выражены не только в различии химического и механического составов по горизонтам, но также в определенных физических свойствах и состояниях всего профиля чернозема и его отдельных частей.

В некоторых отношениях физические свойства характеризуют природу чернозема более ярко, чем его химизм. Они определяют направление почвообразовательных процессов, хотя сами эти свойства получились в результате суммы физико-химических процессов, например накопление гумуса и глинистых частиц обусловило комковато-зернистую структуру и рыхлость чернозема. В свою очередь, эти свойства обусловливают аэробные биохимические процессы и вынос солей вследствие водопроницаемости и хорошей аэрации.

Масса гумусового горизонта чернозема, по сравнению с безгумусовой глинистой или суглинистой породой, отличается рыхлым сложением, большей порозностью и большей влагоемкостью, как видно на примере чернозема Каменностепной опытной станции Воронежской области (табл. 9) (А. Ф. Лебедев и Е. Е. Баукова, 1930).

Этот чернозем относится к подтипу среднегумусных, т. е. содержащих около 7—8% гумуса (обыкновенных) и среднемощных черноземов, и потому может характеризовать некоторые средние качества черноземной массы и средние колебания их по горизонтам. При этом характерен сравнительно небольшой размах этих колебаний и устойчивость величин отдельных свойств. Удельный вес (или иначе удельный вес твердой фазы) изменяется во всем разрезе весьма мало.

Измерения объемного веса производились на пробах, вынутых без изменения того состояния почвы, в котором она находилась в поле в момент наблюдений.

Таблица 9

Основные физические свойства чернозема по А. Ф. Лебедеву (Чернозем Каменностепной опытной станции)

Генетические горизонты	Глубина (в см)	Средний вес 1000 см³	Удельный вес	Порозность *p*	Максимальная молекул. влагоемость
A	0—10	1160	2.63	56	29.5
	10—20	1116	2.63	58	29.6
	20—30	1238	2.63	53	29.5
B_1	30—40	1238	2.63	53	29.2
	40—50	1370	2.65	49	27.1
	50—60	1341	2.63	49	27.2
B_2	60—70	1439	2.67	46	27.1
	70—80	1435	2.64	46	26.0
C	80—90	1589	2.66	41	22.7
	90—100	1633	2.66		22.3
	100—110	1652	2.66		22.9
	110—120	1627	2.64		22.6
	120—130	1642	2.64		22.8
	130—140	1632	2.67		22.4
	140—150	1620	2.69	39	22.6
	150—160	1640	2.66		22.8
	160—170	1630	2.69		21.4
	170—180	1630	2.69		22.1
	180—190	1617	2.68		21.1
	190—200	1620	2.70		22.7

Величина *p* (порозность, или скважность) относится именно к этому состоянию почвы и определяется, как известно, из разности удельного веса твердой фазы почвы и объемного веса, отнесенной на 100 объемов. Очевидно, объем одной и той же массы почвы, или ее объемный вес меняются в зависимости от большего или меньшего рыхления (т. е. от содержания газообразной фазы почвы) и от содержания жидкой фазы. Глинистые почвы при поглощении воды расширяются (диспергируются, или набухают), и порозность данной массы таким образом увеличивается. Следовательно, величина *p*, вычисленная по сухой почве, не выражает относительного объема пор, который может быть при полном насыщении почвы водой.

Однако для суглинков, которые занимают промежуточное место между сильно набухающими при увлажнении глинами и песками, наоборот, спадающимися при увлажнении, указанная разница сухого и влажного состояния практически не велика.

Весьма важным моментом является характер скважности, т. е. величина и форма пор, связанная со структурой и со степенью рыхлости почвы.

Свойственная черноземy прочная зернисто-комковатая структура и рыхлость способствуют проветриванию (аэрации) почвы и ее водопроницаемости, создавая, таким образом, благоприятные условия для накопления влаги в глубоких горизонтах и для биохимических процессов, а тем самым и для роста дикой или культурной растительности. Эти условия зависят от наличия в рыхлой и структурной массе чернозема крупных «некапиллярных» пор, количество которых определяется по разнице между «капиллярной влагоемкостью» и общей скважностью почвы и может достигать 60% общей скважности (А. Ахромейко. 1930), Однако все определения скважности и влагоемкости почвы на вынутых тем или иным способом образцах не могут дать истинного представления о действительной скважности и процессах влаго- и воздухообмена в природных условиях как в силу нарушения естественного сложения почвы, так и в силу отсутствия в отдельных образцах давления прилегающих масс почвы, а также действия отсасывающей силы корней растений и других условий, создающих то, что называют «динамически доступной растению водой почвы» (Фагелер, P. Vageler, 1932). Соответствующая до некоторой степени этому понятию так называемая «полевая влагоемкость» быстро убывает с глубиной и вообще бывает меньше влагоемкости, определяемой на вынутых из разреза образцах.

Для черноземов, как было указано выше в обзоре «солевого профиля», характерна значительная плотность нижних горизонтов, связанная с процессами цементации под действием солей и, может быть, вторичных силикатов, а также с большим сжатием набухающей при увлажнении массы. Последнему может способствовать диспергирование (пептизация) массы под влиянием поглощения ионов магния и натрия.

С точки зрения агротехники весьма важными являются степени п л а с т и ч н о с т и и л и п к о с т и верхних горизонтов чернозема, подвергающихся обработке, зависящие от содержания гумуса и механического состава. В свою очередь, эти свойства определяют содержание влаги, при котором почва становится наиболее доступной для обработки.

По опытам Охотина (В. В. Охотин и О. Ф. Смирнова, 1934), прилипание тульского чернозема достигает максимума (100—120 г на 1 см ^{2}) при 20—22% влажности, соответствующей приблизительно «нижней границе текучести». Насыщение той же почвы натрием увеличивает больше чем вдвое величину липкости. По опытам М. А. Антоновой (1924), чернозем переходит границу пластичности при содержании воды от 46 до 90% (верхняя граница текучести) и теряет пластичность при содержании воды от 22 до 45% (граница скатывания). Разница обеих величин называется «величиной пластичности». Наименьшие величины были получены для супесчаного чернозема. У типичных черноземов пластичность убывает от поверхности в глубину; у деградированного оподзоленного чернозема и у подзола, а также у солопца верхние горизонты менее пластичны. Поэтому содержание влаги определяет не только величину усилий, требуемых при обработке чернозема, но и эффект обработки, в частности прочность структуры, получаемой при рыхлении почвы орудиями. Однако это влияние увлажнения на пластичность у различных черноземов может не совпадать с величинами сопротивления почвы орудиям, связанным с механическим составом: вязкие и липкие

тяжелые глины легко поддаются режущим частям орудий, рыхлые и малопластичные песчаные почвы, наоборот, оказывают большее сопротивление.

6. КЛАССИФИКАЦИЯ ЧЕРНОЗЕМОВ

Разделение черноземов, как и других почв, на естественные генетические группы и приложение этих группировок для практических целей встречают затруднение с двух сторон. С одной стороны, затруднение заключается в необходимости применять статически устанавливаемые величины состава почвенных масс и их свойств, которые в действительности постоянно меняются во времени, с другой — в трудноуловимой пространственной изменчивости почв, в их пестроте и комплексности, делающей характеристики районов, исходя из отдельных типов или разновидностей почв, весьма условными, как уже сказано было выше.

Неполнота и неоднородность имеющихся описаний и аналитических данных в свою очередь усиливают затруднения классификатора.

Классификация и номенклатура черноземных почв разработаны больше, чем других типов почв, но и для них указанные обстоятельства остаются в силе.

Для того, чтобы привести в систему подразделения черноземов, необходимо выделить сначала основные группы по наличию и полноте признаков, определяющих тип чернозема. Весь большой ряд почв, которые относятся к этому типу, разделяется на две группы:

А. Типичные черноземы, в которых существенные признаки типа выражены полно.

Б. Черноземы переходных рядов, в которых выражены не все эти признаки и выступают существенные признаки других типов.

Основными существенными признаками строения чернозема, как видно из предыдущего изложения, являются:

1) Характерный гумусовый профиль с его темной окраской, постепенным переходом в безгумусовую породу, определенной мощностью, большим содержанием в гумусе гуминовых соединений, тесной связью гумуса с минеральными элементами, содержанием гумуса в пределах 4—18%; прочной структурой.

2) Характерный солевой профиль с постоянным горизонтом иллювиального скопления углесолей Ca и Mg на некоторой глубине от поверхности и выносом их из верхней части гумусового горизонта.

3) Насыщенность коллоидальной части (поглощающего комплекса) основаниями, преимущественно катионами Ca и Mg, обусловливающая нейтральную реакцию (или близкую к нейтральной) почвенного раствора.

4) Однородность состава силикатной части по всему профилю с относительно высоким молекулярным отношением кремнезема и полуторных окислов и с относительно высоким содержанием оснований.

Черноземы (фиг. 7), в которых выражены все эти признаки, относятся к группе А, как одному из звеньев общего ряда различных типов или стадий почвообразования с преобладанием элювиальных процессов (автоморфного ряда). Такие «типичные» черноземы в природе встречаются в разнообразных сочетаниях (комплексах) с другими типами почвообразования, например

с солонцами, с оподзоленными почвами, с лугово-луговыми почвами, а также с неполными почвами и выходами пород и, естественно, образуют различные переходные к этим почвам формы. В числе их могут быть переходы к другим типам элювиального ряда, например оподзоленные (деградированные) чер-



Фот. 7. Южный чернозем тяжело-суглинистый у Пахотни, И. Днепр.

земы, или переходы к типам болотно-лугового ряда (черноземы с признаками рассолительных процессов и др.) и к типам ряда засоления и рассоления (солонцеватые черноземы, осолоделые черноземы), или, наконец, переходы к новым фазам почвообразования, связанные с денудацией, остаточным засолением (карбонатные черноземы), превращением элювиальных

процессов и понижением уровня грунтовых вод (долинные или террасовые черноземы), с влиянием культуры и другими факторами. Некоторые переходные формы очень близки к ряду типичных черноземов (например, слабо выщелоченные черноземы весьма приближаются к типичным тучным черноземам, солонцеватые черноземы также сливаются незаметно с некоторыми разновидностями типичных черноземов) другие же, наоборот, обладают существенными качественными отличиями, например некоторые остаточно-карбонатные черноземы, деградированные, сильно денудированные черноземы, причем эти качественные отличия могут резко понижать агрономическую оценку такого рода разновидностей.

Черноземы обеих главных групп (А и Б) разделяются далее по количественному выражению основных и второстепенных признаков на различные систематические и географические группы: подтипы, разновидности по механическому составу, степени выщелоченности и др.

Для группы А в пределах преимущественно черноземов, образовавшихся на суглинистых и глинистых наносах восточноевропейской равнины (Европейской части СССР), выделяются три подтипа типичных черноземов: тучные (гумуса более 10%), среднегумусные — обыкновенные (гумуса от 6 до 10%) и малогумусные — южные (гумуса от 4 до 6%), соответствующие трем подзонам черноземной зоны. Эти подтипы разделяются по мощности гумусового горизонта на мощные (А+В больше 80 см), среднемощные (А+В от 50 до 80 см) и маломощные (А+В меньше 50 см) и затем по гранулометрическому составу на тяжелые, средние, легкие и супесчаные. Это последнее деление может проводиться с различной детальностью и выделением особых пылеватых разновидностей.

Для общей почвенной карты СССР нами предложена следующая сокращенная шкала делений Охотина и Земятченского: тяжелые суглинистые и глинистые с содержанием частиц глины (диаметром менее 0.005 мм) больше 30%, средние и легкие — от 10 до 20%, супесчаные — от 3 до 10%, песчаные — меньше 3%, причем из средних и легких выделяются пылеватые разновидности, если содержание пыли (частиц от 0.05 до 0.005 мм) превышает содержание глины и песка. При этом черноземные пески (так называемые «серопески») выделяются из типичных черноземов как особая переходная форма почвообразования, в которой физические и химические признаки типа подавляются свойствами породы — преобладанием в ней кремнезема и отсутствием связности.

Присоединяя подтипы и разновидности переходных групп, получаем следующую систему основных подразделений чернозема. [1]

Оподзоленные черноземы (деградированные)

Тучные, среднегумусные, малогумусные	Возможно подразделение по мощности	Возможно выделять: вторично насыщенные, регрaдированные

Выщелоченные черноземы

Тучные, среднегумусные, малогумусные	Подразделение на выщелоченные, сильно выщелоченные	Возможно выделение вторично насыщенных

[1] Эта классификация была разработана нами для почвенной карты СССР в масштабе одна миллионная, применена с сокращениями для карт в Большом советском атласе мира и согласована с классификациями других авторов на совещании почвоведов в марте 1935 г. Она опубликована в нашем докладе III Международному конгрессу почвоведов, в т. XIII Тр. Почвенного инст. им. Докучаева и в журнале «Почвоведение», № 4, 1936 г.

Типичные черноземы [1]		
Тучные	Мощные, среднемощные, маломощные	—
Среднегумусные	Мощные, среднемощные, маломощные	Для сохранения преемственности в названиях, а также для того, чтобы отметить особенности обыкновенных и южных черноземов, входящих в подтип типичных черноземов, можно сохранить для этих почв данные названия на ряду с указанием гумусности и мощности. Например: малогумусные, маломощные черноземы (южные) или южные черноземы (малогумусные, маломощные)
Малогумусные	Мощные, среднемощные, маломощные	
Карбонатные черноземы		
Вторичнокарбонатные (в том числе перерытые и приазовские) Остаточнокарбонатные (преимущественно на плотных породах)	Мощные, среднемощные, маломощные	Возможно разделение по гумусности
Черноземы на плотных бескарбонатных породах (преимущественно слабо развитые, щебенчатые). Черноземные пески (серопески), солонцеватые черноземы		
Солонцеватые, солонцевато-карбонатные	Возможно подразделение на слабо, средне и сильно солонцеватые	Возможно подразделение по гумусности и мощности
Осолоделые черноземы		
Бескарбонатные осолоделые Карбонатные осолоделые	Возможно подразделение на слабо, средне и сильно осолоделые	Возможно подразделение по гумусности и мощности

ЛИТЕРАТУРА

Антипов-Каратаев И. Н. и Прасолов Л. И. Почвы Крымского государственного лесного заповедника и прилегающих местностей. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, 7, 1932.

Антипов-Каратаев И. Н. и др. Химические и рентгенографические исследования коллоидных фракций некоторых главнейших почвенных разностей СССР. Колл. журн., в. 5, 1936.

Антонова М. А. К изучению пластичности почв. Почвоведение, в. 1—2, 1923, 1924.

Архангельская Н. А. Опыт классификации цветов почв. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, в. 6, 1932.

Ахромейко А. Структура почвы. 1930.

Белякова Л. П. Состав почвенных суспензий различной степени дисперсности в почвах степного, солонцового и подзолистого типов. Сборник памяти К. Д. Глинки 1928.

Виленский Д. Г. Современное состояние вопроса о структуре почв. Почвоведение и агрохимия. 1936.

Винокуров М. А. Отношение углерода к общему содержанию азота в сибирских почвах. Почвоведение, 5. 1936.

[1] Возможно выделение: повышенного вскипания и пониженного вскипания.

Высоцкий Г. Н. Биологические, почвенные и фенологические наблюдения и исследования в Велико-Анадоле. 1902. См. также ряд статей в Почвоведении, 1899, 1901, 1928, 1929 и в Бюллетене почвоведа, 1930.
Горшенин К. П. Углерод и азот в сибирских почвах. Тр. Омск. с.-х. инст. им. Кирова, 1, вып. 3, 1935.
Димо Н. А. и Келлер Б. А. В области полупустыни, 1907.
Докучаев В. В. Русский чернозем, 1883 (2-е изд., 1936).
Канивец и др. Почвы в районах свеклосеяния, 1936.
Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. 4-е, 1936.
Лебедев А. Ф. и Баукова Е. Е. Физическая характеристика почвенного профиля, 1930.
Леваковский И. Материалы для изучения чернозема, 1871.
Охотин В. В. и Смирнова О. Ф. Физико-механические свойства солонцов и их изменение при действии солей. Почвоведение, 1934.
Панков А. М. Опыт исследования комплекса в области мощного чернозема. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, в. 3—4, 1930.
Рупрехт Ф. Геоботанические исследования о черноземе, 1866.
Тюрин И. В. Органическое вещество почвы. 1937.
H. B. Byers. Chemical composition of the colloids of the great soil groups. Trans. of the III Int. Congress of Soil Science, v. I, 1935.
B. Breadfield. The bearing of recent investigations in soil colloids on soil classification. Trans. of the III Int. Congress of Soil Science, 1935, v. II (перевод см. Почвоведение, 1936, 3).
P. Vageler. Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens. 1932, стр. 271 и далее (есть в русском переводе).

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА

Акад. Л. И. ПРАСОЛОВ И И. Н. АНТИПОВ-КАРАТАЕВ

КАШТАНОВЫЕ ПОЧВЫ

I. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПА

Изучение почв степей на равнинах и в горных областях показало, что во всех странах обоих полушарий между более влажными черноземными степями и пустынными аридными степями (полупустынями) наблюдаются характерные переходные полосы сухих травянистых или травянисто-кустарниковых степей, которым свойственны своеобразные каштановые или темно-бурые почвы.

Площадь такой переходной зоны в СССР достигает около 1 850 000 км^2, из которых на долю Европейской части (с Кавказом) приходится около 330 000 км^2.

Эта переходная зона занимает большие пространства во внутренней Азии в Монголии, в Манчжурии и в Китае. В Северной Америке, по вычислениям Марбута, она равняется 548 300 км^2. Есть указания на значительное распространение каштановых или бурых почв сухих степей в Южной Америке (в Патагонии), в Африке и в Австралии. Общая площадь каштановых почв на земной поверхности по карте Глинки определена Агафоновым в 6 279 000 км^2.

При этом в указанные площади вошли не только типичные каштановые или темнобурые почвы злаковых или полынно-злаковых степей, но также большие пространства свойственных этой зоне разнообразных солонцовых комплексов, занимающих не менее одной трети всей зоны, а местами и больше.

Первоначально у Сибирцева намечалось разделение почв сухих степей только на каштановые (гумуса от 3 до 5%) и светлобурые (рыжие) почвы (гумуса от 1 до 3%).

В. В. Докучаев (1898), выделяя «темнокаштановые мергелистые почвы» как тип почв полынно-ковыльных степей, с подразделением на более темные северные и более светлые южные, отличал этот тип от почв более сухих типчаково-полынно-камфоросмовых степей «светлобурых, белесоватых, мергелистых или солонцеватых, нередко мучнистых». Из последних им особо выделялись: а) плотные солонцовые и b) мучнистые лёссовые почвы.

Позднее, в начале XX в., подробные исследования на европейском юго-востоке (Л. И. Прасолов, 1921, 1926, 1927, 1936; С. С. Неуструев, Н. А. Димо,

В. С. Богдан и др.), затем в Казахстане и в Сибири (в Минусинской котловине Красноярского края, в Забайкалье) позволили расчленить более детально почвы переходной зоны сухих степей и установить особый характер строения каштановых почв (исследования А. Н. Стасевича, Н. Д. Емельянова, Г. М. Тумина, А. И. Бессонова, М. И. Рожанец, Л. И. Прасолова, Е. Н. Ивановой и др.). Выяснилось, что каштановые почвы: 1) представляют ряд весьма постепенных переходов в их строении (содержании гумуса, мощности гумусового горизонта, солевом профиле и других свойствах), соответствующих усилению засушливости климата и в своих крайних членах сливающихся, с одной стороны, с малогумусными южными черноземами и, с другой, — с бурыми почвами пустынных степей; 2) представляют также ряд постепенных переходов к степным солонцам в виде солонцеватых разновидностей и очень часто образуют с ними характерные пестрые сочетания, связанные с микрорельефом поверхности; 3) встречаются в различных геоморфологических условиях, на различных породах, на различных высотах, обнаруживая в своем строении и в своих сочетаниях связь как с климатическими условиями, так и с геологической историей страны; 4) являются зоной «сухого земледелия» с культурой преимущественно зерновых, причем освоенность всей зоны земледелием не сплошная и быстро падает по мере усиления засушливости и солонцеватости, так что во всей зоне, по подсчетам 1930—1932 гг., площадь пахотных земель была всего около 5%, тогда как в черноземной зоне она более 50%.

Сопоставляя различные варианты строения каштановых почв, большинство исследователей первоначально приняло простое деление этого типа по Докучаеву на темнокаштановые и светлокаштановые, как подтипы зонального порядка, отличающиеся прежде всего по содержанию гумуса, мощности и глубине солевых карбонатных скоплений (не считая деления по механическому составу).

Так, в 1909 г. в б. Новоузенском уезде б. Самарской губернии (теперь части Саратовской области и АССР Немцев Поволжья) описаны были: 1) темнокаштановые почвы, с содержанием гумуса от 4 до 5% (крайний условный предел 5.5%), мощностью А от 18 до 30 см и А + В от 40 до 70 см, с глубиной вскипания от 0 до 30 см, и 2) светлокаштановые — с содержанием гумуса от 3 до 4% (редко менее 3%), мощностью А от 15 до 30 см, А + В от 35 до 60 см, глубиной вскипания от 0 до 25 см (суглинистых разновидностей). В то же время было отмечено, что у каштановых почв наблюдается более или менее ясно выраженная двучленность гумусового горизонта, выражающаяся в некоторой распыленности и обесцвечивании (сероватых оттенков) поверхностной части его по сравнению с нижней частью несколько более плотной и окрашенной ярче в каштановые или коричневато-бурые оттенки. Такая морфологическая двучленность нашла себе подтверждение отчасти в валовом химическом составе по увеличению содержания полуторных окислов, а также гигроскопической и гидратной воды в нижней части гумусового горизонта.

Однако для большей части каштановых почв высоких степей эта двучленность устанавливалась только морфологически и рассматривалась как первые неясные признаки строения солонцеватых почв, наиболее проявляющиеся у светлокаштановых и бурых почв, образующих комплексы с солонцами. Поэтому в дальнейших исследованиях в зоне каштановых и бурых почв, когда обнаруживалось огромное распространение солонцовых комплексов,

где преобладали почвы с ясной выраженностью двучленности гумусового горизонта, возникли разногласия в толковании типа каштановых почв. Некоторые почвоведы (Н. А. Димо и другие) считали именно этот признак главным определяющим для данного типа, т. е. признак солонцеватости приняли за зонально-климатическое явление. В описании почв Саратовской опытной станции Димо (1913) говорит: «особенности валового состава наиболее распространенных тяжелых и частью рыхлых почв опытной станции и явное перемещение из верхнего горизонта А в уплотненный горизонт B_1 полуторных окислов алюминия и железа ставит эти почвы в один генетический ряд с более изученными в этом отношении типичными почвами полупустыни или бурыми, светлобурыми и каштановыми почвами других авторов». Поэтому Димо считает неправильным разграничение типов чернозема и каштановых почв по гумусу и причисляет к каштановым почвам даже почвы, содержащие до 10% и более гумуса. Он указывает при этом, что «типичные представители глинистых каштановых почв (Саратовской опытной станции) не содержат ни в почвенных горизонтах, ни в подпочве и грунте заметных количеств воднорастворимых солей» (приведены данные анализов водных вытяжек такой почвы до глубины 260 см).

«Сопоставляя эти данные, — говорится далее в той же работе, — с приведенными выше о валовом содержании в грунтах сульфатов, мы подтверждаем еще раз вывод, не всегда пользующийся общим признанием, что почвы и грунты под ними: черноземного, каштанового и светлобурого (полупустынного) типа, не засолены и не содержат заметных количеств вредных для растительности солей». Как известно, Н. А. Димо (1907), изучая почвы этих типов, пришел к убеждению, что главным источником солей в почвах является «импульверизация» их через атмосферу. Этот вывод отчасти подтверждал и Г. Н. Высоцкий. Но по вопросу о типичном строении каштановых почв указанная точка зрения Н. А. Димо не подтвердилась при дальнейших исследованиях в других районах.

Многие авторы установили, что почвы сухих степей очень часто не обнаруживают ясного расчленения гумусового горизонта и не имеют ясного уплотнения в нем. Однако, вследствие малой мощности этого горизонта и малой глубины промачивания этих почв атмосферными осадками, именно в этой зоне подгумусовые горизонты уже на небольшой глубине в большинстве случаев более или менее солеиосны, из-за чего возможны, с одной стороны, миграция солей в верхние горизонты почвы и, с другой, — проявление остаточного засоления и осолонцевания (см. далее статью Е. Н. Ивановой). Весьма большое значение при этом получает вторичная аккумуляция солей на поверхности вследствие денудации и уничтожения растительности.

Таким образом установилась точка зрения, что каштановые почвы, как и почвы более южных пустынных степей (бурые и сероземы), можно ставить в один ряд с черноземами (степной тип К. Д. Глинки; ряд pedocals Марбута), в котором при нарастании засушливости одни и те же признаки, количественно изменяясь, дают качественно различные типы. Среди них темнокаштановые почвы вместе с южными черноземами образуют первую ступень переходов от черноземов в сторону аридности, а светлокаштановые — вторую ступень, причем в каждой из них могут быть солонцеватые и несолонцеватые разновидности.

И. П. Герасимов (1931), резюмируя наблюдения С. С. Неуструева, Е. Н. Ивановой (1928) и других в южных районах Казахстана, рассматри-

вает солонцеватость каштановых почв как следствие резкой континентальности (антиномичности) климата этих районов, где крайне жаркие и сухие периоды сменяются относительно влажными и соответственно этому солончаковато-солонцеватые состояния почвы сменяются слабым выщелачиванием и осолодением.

Вместе с тем все более выяснялось значение геоморфологических условий и последовательного развития процессов рассоления во времени, для которых основные моменты были установлены К. К. Гедройцем. Этот взгляд в последнее время получил более широкое геохимическое толкование и в отношении к солонцовым комплексам Заволжья разработан В. А. Ковдой (см. далее его статью «Солонцы»), причем намечаются два ряда развития от солончаков через солонцы до солодей и через светлокаштановые почвы до чернозема.

В некоторых общих классификациях каштановые и бурые почвы, как и южные черноземы, заняли место переходных групп рассоления между рядом элювиальным и озерно-болотным (гидроморфным). С точки зрения В. Р. Вильямса, развитие почв во времени рисуется в обратном порядке в виде ряда: тундровые — подзолистые почвы — болотные почвы — черноземы — почвы сухих степей. В этом ряду почвы сухих степей (бесструктурные, малогумусные, солонцеватые) рассматриваются как продукт постепенной деградации чернозема, разрушения и минерализации гумусовых веществ, потери почвою ее структуры, связанных с изменением водного режима, растительности и всего профиля почвы.

Разбор теоретических построений того и другого из указанных направлений не входит в задачу настоящего очерка. Для нас важнее рассмотреть те материалы, которые дали новейшие исследования в зоне каштановых почв путем изучения глубоких разрезов и длительных наблюдений на станциях.

Глубокие разрезы каштановых почв изучались вновь после Октябрьской Социалистической революции во всех районах их распространения, главным образом для определения солевого профиля в связи с проектами ирригации и мелиорации. Эти исследования дают возможность уточнить классификацию каштановых почв. Но надлежащее освещение они получают только при длительных наблюдениях над солевым и водным режимом на специальных станциях, а также при углубленном изучении минеральных и органических коллоидов почвы, так как солевой режим почв сухих степей особенно тесно связан с физико-химическими реакциями коллоидальной части их, как показали уже первые исследования К. К. Гедройца.

Поэтому Почвенным институтом Академии Наук СССР с 1932 г. организованы в нескольких пунктах Заволжья временные «стационары» для наблюдений над почвами в связи с лабораторными и агрохимическими также агротехническими и мелиоративными исследованиями.

Результаты этих исследований уже подверглись обработке за первые 4 года, и здесь мы можем взять из них некоторые данные для характеристики состава и режима каштановых почв. Мы воспользуемся для этого, главным образом материалом исследований на Ершовском стационаре, проведенных под руководством И. Н. Антипова-Каратаева.

Но чтобы ориентироваться в том, какое место занимают почвы Ершова, относящиеся к подтипу темнокаштановых почв в общей системе

разновидностей этого типа, приведем сначала некоторые сравнительные данные для характеристики каштановых почв других районов.

Как было указано выше и как видно из очерков почв отдельных областей во второй части этой книги, на фоне общей зональной смены темнокаштановых и светлокаштановых почв везде выделяются полосы и пятна более или менее солонцеватых разновидностей их, приуроченные к определенным геоморфологическим элементам поверхности и связанные различными формами типичных солонцов в особые комплексы. При этом для большей части равнин европейского юго-востока, особенно для самой обширной прикаспийской равнины, преобладают именно эти солонцовые комплексы, почему в южной части зоны каштановых почв, где развиты светлокаштановые, или сменяющие их к югу бурые почвы, они встречаются почти исключительно в форме ясно солонцеватых разновидностей. Это обстоятельство и побудило Н. А. Димо выделять эти разновидности как особый тип под названием «типичные почвы полупустыни». Эти почвы описаны им не только в низменной (прикаспийской) степи, но и в степи высокой, занимающей плоские водоразделы между Волгой и Доном на южном продолжении Приволжской возвышенности и на Ергенях.

Но, как показали наши сравнительные исследования на маршрутах через Ергени и сопоставление данных Димо и других авторов, изучавших почвы высоких сухих степей, окаймляющих низменную каспийскую равнину, эти «типичные почвы полупустыни» ничем не отличаются от светлокаштановых солонцеватых почв. При этом утверждение Димо, приведенное выше, о незасоленности «грунта» под этими почвами не оправдывается, хотя и обратный вывод о приурочении светлокаштановых почв исключительно к области хлоридно-сульфатных аккумуляций и о развитии их в виде стадии рассолонцевания первобытных солончаков также нуждается в больших оговорках.

Детальное картирование на Северном Кавказе и в приволжских районах показало, что темнокаштановые почвы встречаются преимущественно в виде слабосолонцеватых или даже несолонцеватых форм, тогда как среди светлокаштановых преобладают, наоборот, ясно солонцеватые. Но среди тех и других встречаются также все переходы к типичным солонцам. Они обнаружены также и среди черноземов. Таким образом, нижеприведенные материалы для темнокаштановых почв Ершовского стационара рисуют нам почвообразование только в условиях, наиболее близких к черноземам. К сожалению, таких же данных для более засушливых районов пока не имеется или они еще не обработаны.

Для сравнения в табл. 1 и 2 приводятся некоторые результаты анализов светлокаштановых почв с водораздела Волга — Дон.

Эти данные в сравнении с нижепомещенными подробными послойными анализами ершовских темнокаштановых почв показывают, что почвы значительно более сухих степей, с характерной, присущей им растительностью, отличаются только более укороченным профилем и более заметным поверхностным осолодением (относительное накопление SiO_2 в A_1 и полуторных окислов в A_2 и B_2) но также слабо солонцеваты, судя по содержанию поглощенных щелочных катионов и не содержат воднорастворимых хлоридов и сульфатов в количествах больших, чем в темнокаштановых почвах, даже в нижних горизонтах профиля.

Таблица 1

Данные анализов типичной почвы полупустыни с Высокой степи у Красноармейска Сталинградской области (б. Сарепта), по материалам Н. А. Димо и Б. А. Келлер (из книги «В области полупустыни», 1907) (в % к сухой почве)

Составные части \ Горизонты (в см)	1 — 5	15 — 20	35 — 40	60 — 65	90 — 95	150 — 160	175 — 185	225 — 235	300 — 310	400 — 410
Гигроскопическая вода . . .	2.27	4.65	3.72	3.06	3.04	—	—	—	—	—
Гумус	3.58	2.10	1.53	0.54	0.40	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO_2 (валовая)	0.02	0.02	5.07	8.18	4.92	3.01	»	»	»	»
SiO_2	70—83	67.32	58.26	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»	»	»
Fe_2O_3	5.03	6.46	5.63	»	»	»	»	»	»	»
Al_2O_3	15.25	16.50	15.62	»	»	»	»	»	»	»
Из водных вытяжек: Сухой остаток	0.049	0.046	0.071	0.066	0.073	0.142	1.113	0.924	0.079	0.179
Cl	Следы	Следы	Следы	Следы	0.001	0.004	0.008	0.012	Следы	0.006
SO_3	»	0.001	»	»	0.004	0.035	0.570	0.473	0.026	0.063
CaO	0.008	0.006	0.012	0.009	0.009	0.004	0.183	0.175	0.015	0.004
MgO	0.003	0.004	0.005	0.003	0.007	0.001	0.101	0.067	0.003	0.001
K_2O	0.005	0.002	0.004	0.004	0.005	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Na_2O	0.008	0.007	0.010	0.007	0.018	»	»	»	»	»

Разрез XII. Типчаково-полынная степь. Абсолютная высота около 110 м. Мощность горизонтов: A_1 от 4 до 6 см, A_2 от 6 до 8 см; B_1 от 13 до 16 см, B_2 19 см. Начало вскипания от 35 см. Скопления карбонатов от 50 до 70 см, скопления сульфатов от 170 до 190 см и от 215 до 250 см (в виде крупных друз гипса). На глубине от 290 до 350 см поверхностный суглинок подстилается песком, налегающим на солоносную вязкую глину. Средняя мощность A + B = 44 см.

Поэтому данными Ершовской станции можно пользоваться для общей характеристики почвообразования в зоне сухих степей, учитывая, во-первых, комплексность почв местного характера и, во-вторых, нарастание качественных различий в зависимости от усиления засушливости и соответствующего сжатия профиля.

Таблица 2

Данные анализов слабо солонцеватой светлокаштановой почвы (в % к сухой почве)
(Из статьи Л. И. Прасолова и И. Н. Антипова-Каратаева, Труды Почвенного инст. Акад. Наук СССР, вып. 3 — 4, 1930)

Составные части \ Горизонты в см	A_1	A_2	B_1	B_2	C
	0 — 9	12 — 20	22 — 32	35 — 45	55 — 65
Гигроскопическая вода	3.17	4.50	4.13	3.86	2.91
Гумус	3.03	2.31	1.77	1.54	1.72
CO_2 валовая	Нет	Нет	Нет	1.14	5.63
SiO_2	73.17	69.73	66.30	Не опр.	60.80
Al_2O_3	4.08	5.74	6.47	»	5.24
Fe_2O_3	10.00	13.14	13.50	»	11.24
Из водных вытяжек: Сухой остаток	0.057	0.059	0.061	0.065	0.065
Из водных вытяжек: Cl	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Из водных вытяжек: SO_3	»	»	»	»	»
Из водных вытяжек: Щелочность (HCO_3)	0.011	0.011	0.013	0.016	0.024
Поглощенные основания (в м-экв.)					
Ca	14.58	19.84	23.08	Не опр.	Не опр.
Mg	4.50	6.30	7.84	»	»
Na	1.63	1.19	1.10	»	»
K	1.52	0.92	0.93	—	—

Величины для SiO_2, Al_2O_3 и Fe_2O_3 взяты для другого сходного разреза № 161Е из коллекции Прасолова, 1925 г. Разрез № 12 взят на боковом отроге водораздела Волга — Дон близ ст. Абганерово (на ЮЗ от Сталинграда). Старая залежь с обилием черной полыни (*Artemisia pauciflora*). Глубина горизонтов, считая от поверхности: A_1 9 см, A_2 20 см, B_1 35 см, B_2 48 см и $C_к$ 70 см. Начало вскипания на глубине 37 см.

II. РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕМНОКАШТАНОВЫХ ПОЧВ ЗАВОЛЖЬЯ

Приводимые ниже данные взяты из подробного отчета Ершовского почвенного стационара, расположенного около станции того же имени близ водораздела Малого Узеня и речек, сбегающих к северу в Большой Иргиз, на абсолютной высоте около 104 м (51°20′ с.ш. и 48°16′ в. д. от Гринвича).

1. Климатические условия и водный режим почвы

Приведенные в табл. 3, 4 и 5 данные характеризуют условия Ершовского почвенного стационара как среднезасушливые переходного характера, но обнаруживающие определенный и постоянный дефицит увлажнения почвы.

Ход осадков и других условий по месяцам за многолетний период виден из табл. 3.

Таблица 3

Метеорологические данные по Ершовской станции

Метеорологические показатели \ Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Температура воздуха													
Многолетняя средняя	— 12.6	— 13.0	— 6.6	5.0	15.0	20.2	22.7	20.5	13.8	5.3	— 2.5	— 9.9	4.8
Средняя максимальная	— 8.4	— 7.7	— 1.6	11.0	21.1	26.6	29.4	27.1	19.8	10.6	1.1	— 6.6	—
Средняя минимальная	— 18.3	— 16.7	— 11.4	— 0.7	7.7	12.6	15.2	13.0	6.9	0.0	— 6.7	— 13.5	1.0
Относительная влажность воздуха	86	86	86	71	57	55	54	57	63	76	87	87	72
Испарение воды из эвапорометра в мм	2	4	2	49	128	167	213	195	83	32	5	2	878
Осадки (в мм)													
Многолетние средние	23	16	16	19	34	24	27	24	28	32	33	28	304
Максимальные	69	39	45	75	122	73	108	67	55	96	70	66	536
Минимальные	1	1	0	0	1	1	1	0	0	0	8	1	198
Число дней с осадками (в %)	15	11	7	6	7	6	7	7	8	7	12	13	105

Вероятность засушливых декад (в %)

Апрель			Май			Июнь			Июль			Август			Сентябрь		
1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
70	63	57	54	46	57	57	50	61	50	59	59	54	61	61	50	38	38

В качестве дефицита влажности Т. Н. Высоцкий (1929) принимает разность между количеством осадков и испаряемостью. Правильнее было бы, по существу самого понятия, принимать за дефицит увлажнения разность между испаряемостью и количеством осадков, как мы и поступили при вычислении данных, представленных в табл. 4.

Если иметь в виду, что, согласно специальным исследованиям О. С. Познышева (1927), величина испарения по эвапорометру Вильда в условиях Ершовской станции за летний период в среднем в 1.24 раза больше, чем по большому открытому бассейну, и допустить, что испарение с почвенной поверхности приблизительно равно величине испарения с открытой водной поверхности большого бассейна, что, конечно, является условным, то приведенные в табл 4 данные надо считать несколько преувеличенными.

Интересны данные о глубине промерзания темнокаштановых почв в Ершовском районе. По данным О. С. Познышева, температура 0.0 °С наблюдается до глубины 150 см и более с конца января до середины апреля.

Многолетние данные по определению хода влажности почвы получены на Краснокутской опытной станции, расположенной около 100 км к юго-западу от Ершова на темнокаштановых почвах сыртовского Заволжья.

Прежде всего о глубине промачивания почвы осенними дождями. По сводным данным К. В. Ливанова (1936), осенние осадки, впитываясь в почву, не проникают глубже слоя в 100 см, а основная масса их сосредоточивается на зяби в слое 0—50 см. Особенный интерес представляет, понятно, глубина промачивания почвы весенними запасами влаги после схода снега. В табл. 5 приводятся данные, заимствованные из статьи Ливанова, о весенней влажности почвы по мягкой зяби при посеве (в % от сухой почвы). Из данных табл. 5 видно, что глубина промачивания почвы на зяби талыми водами колеблется по отдельным годам в громадных пределах от 50 до 180 см. Верхний 50-сантиметровый слой ранней весной обеспечен влагой на зяби значительно лучше, чем слои 50—100, 100—150 см. Содержание влаги в слое 150—200 см повышается по сравнению со слоем в 100—150 см, по мнению Ливанова, за счет просачивания воды прежних лет. Таким образом, можно, повидимому, говорить о промачивании почвы иногда до 200 см. Если иметь в виду, что максимальная гигроскопическая вода в рассматриваемых темнокаштановых почвах Красного Кута с глубиной колеблется от 8.44 до 7.48%, то роль нижних увлажняемых горизонтов в снабжении водой растений в позднейшие стадии их вегетации будет несомненна.

С глубиной зимне-весеннего промачивания и летне-осеннего иссушения почвы можно связать мощность гумусового горизонта сыртовых темнокаштановых почв, уровень солевых скоплений в них и т. д.

Мощности А + В темнокаштановых почв, колеблющейся от 55 до 80 см, соответствует нижняя граница той степени зимне-весеннего ежегодного промачивания почвы, которая соответствует двойной максимальной ее гигроскопичности. Зона карбонатных выделений занимает пояс от 40 до 140 см; начало же вскипания — с 12—20 см. Воднорастворимые соли обнаруживаются с глубины около 120 см; сульфатные выделения — с той же, примерно глубины. Из сопоставления последних цифр с данными табл. 5 видно, что такое опускание воднорастворимых солей связано с наибольшей глубиной той степени промачивания почв, которая соответствует двойной максимальной гигроскопичности, причем такое промачивание случается лишь в редкие годы (1924 и 1928).

Величины дефицита увлажнения

Показатели \ Месяцы	I	II	III	IV
Многолетние средние	— 21	— 12	— 14	30
В годы максимальных осадков . .	— 67	— 35	— 43	— 26
В годы минимальных осадков . . .	1	3	2	49

Описанный водный режим темнокаштановой почвы отличается от пустынного режима периодами сравнительно глубокого промачивания и общим запасом влаги, позволяющим развиваться сомкнутой степной растительности и обусловливающим дифференцирование солевого профиля описываемых почв. Такой водный режим тесно связан с тепловым и водно-воздушным режимом, обусловливающим соответствующий газообмен и биохимические процессы в толще почвы.

Этот режим позволяет нам причислять современную стадию развития темнокаштановых почв к ряду почвообразований с преобладанием элювиальных процессов при недостаточном (умеренном) увлажнении.

Хорошо известные различия водного режима по рельефу вызывают так называемую «пространственную динамику» почв, что отражается в понятиях о комплексах почв с различными разновидностями почв.

Но общие свойства объединяют эти разновидности в один общий тип.

2. Строение темнокаштановой почвы и состав ее гумуса

Мы в дальнейшем попытаемся выявить наиболее характерные черты этого типа почв, пользуясь наиболее полно изученными примерами. Так как описание отдельных разновидностей и их географического распределения войдет в очерк почв по областям, то наша задача ограничится лишь общими признаками строения темнокаштановых почв. В табл. 6 приведены сводные данные для морфологических признаков темнокаштановых почв из различных областей СССР и США.

Темнокаштановые почвы по окраске своего верхнего горизонта относятся к группе почв с большей цветностью и большей насыщенностью, чем другие почвы сухих степей. Если для верхнего горизонта черноземов характерна темная окраска, приближающаяся к черной (от 80 до 96% черного по нормальной шкале), то для темнокаштановых почв процентное содержание черного цвета в окраске колеблется в пределах 75—86% (Н. А. Архангельская, 1932). Такая окраска обусловлена, с одной стороны, заметной гумусированностью верхнего горизонта темнокаштановой почвы (от 3 до 4.5%) и характером самого гумуса. Характерен постепенный, но укороченный в сравнении с черноземами переход темной сплошной окраски в темноватобурую (АВ) и затем в затеки и пятна темной окраски на общем фоне породы (B_1 и B_2).

Гумусовый горизонт темнокаштановых почв представляет собою элювиально-аккумулятивный слой почвы. В нем протекают, с одной стороны, процессы выноса некоторых простых солей, с другой — процессы накопле-

Таблица 4

по Ершовской станции

V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
94	143	186	171	55	0	— 28	— 26	578
— 6	94	105	128	28	— 64	— 65	— 64	— 15
127	166	212	195	83	32	3	1	874

ния гумуса и связанных с ним минеральных веществ, причем разложение надземных и подземных органических (растительных и животных) остатков в условиях сухих степей должно происходить в преобладающих аэробных условиях и при сравнительно высоких температурах летних месяцев, достигающих 30° и больше. Поэтому в составе гумуса должны преобладать более устойчивые соединения группы гуминовых кислот. Для иллюстрации этих положений в табл. 7 мы приводим данные специальных исследований состава органического вещества темнокаштановой почвы Нижнего Поволжья, проведенных, по нашему предложению, М. М. Кононовой и А. А. Лазаревым (1927).

Сопоставление приведенных в табл. 7 данных с соответствующими результатами исследования гумуса черноземных почв указывает на весьма большое сходство между собою этих двух типов почв.

В самом деле, по анализам гумуса воронежского чернозема получено содержание в нем целлюлозы 5.2%, гемицеллюлозы 10%, гуминовой кислоты 28%, т. е. величины, весьма близкие к соответствующим данным для темнокаштановой почвы.

Таким образом, низкое содержание групп гемицеллюлоз, целлюлозы (по не приведенным здесь данным также малая подвижность азотистых соединений) и наличие трудно гидролизуемых углеродистых соединений с достаточной убедительностью свидетельствуют о том, что процессы разложения органического вещества в верхних горизонтах каштановых почв проходят с большой интенсивностью. Специальные микробиологические анализы дали достаточно ясное объяснение этому явлению: оказалось, что главная масса бактерий живет в верхних горизонтах и состоит, главным образом, из микроорганизмов сапрофитной группы, которая, очевидно, развивается за счет продуктов разложения растительных остатков. Что же касается нижних горизонтов, то в них преобладает группа Mybacterium и микрококков, являющихся участниками процессов переработки устойчивых форм органического вещества (гуминовых кислот). В этом отношении чрезвычайно интересным является то обстоятельство, что, начиная с глубины около 40 см, содержание гуминовой кислоты падает до нуля. Если сопоставить эти цифры с данными для группы лигнин — гумина, то увидим, что количество последних, как раз наоборот, в этих горизонтах заметно увеличивается. Все это красноречиво свидетельствует о наличии здесь естественных процессов превращения гуминовых кислот в гумин, а может быть и дальше. Механизм этого процесса, по экспериментальным исследованиям М. М. Кононовой (1937), находится в связи с повышением pH, вызываемым карбонатами кальция (в ее опытах гидрата окиси кальция).

Таблица 5

Весенние водные запасы в темнокаштановой почве Красного Кута (в % от сухого вещества)

(Для возможности перевода в объемные проценты в последнем столбце приводятся данные для объемных удельных весов почвы)

Слои в см \ Годы	1911	1912	1913	1914	1915	1916	1921	1923	1924	1925	1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	Объемн. удельн. вес почвы
0 — 10	28.16	27.99	20.81	25.89	26.54	22.67	21.55	27.06	28.64	21.21	27.83	28.66	26.55	26.26	26.58	28.76	27.42	27.88	18.2	1.03
10 — 20	27.36	28.74	23.38	27.23	26.63	25.07	25.25	26.39	29.11	26.71	28.03	29.01	27.69	25.32	26.50	28.27	27.11	29.18	26.5	1.19
20 — 30	23.82	24.04	23.62	24.41	25.07	23.75	23.60	24.55	26.63	24.06	25.22	25.99	25.52	25.03	24.65	25.61	24.89	26.40	25.8	1.20
30 — 40	21.57	22.46	21.68	22.13	23.77	21.51	21.61	22.26	24.92	22.33	21.64	23.77	21.57	20.55	20.85	22.82	20.32	22.52	23.8	1.26
40 — 50	22.02	22.15	20.15	21.32	21.54	21.32	20.35	20.27	22.38	21.07	20.63	22.79	21.16	18.12	18.50	21.68	17.38	22.06	21.9	1.34
50 — 60	20.80	21.20	19.65	20.45	21.11	20.03	18.06	17.88	21.35	20.05	19.68	21.50	20.17	14.55	16.74	19.83	15.86	21.24	20.6	1.33
60 — 70	20.15	20.26	19.15	19.92	20.58	17.69	15.45	15.17	21.03	19.14	19.76	20.54	19.31	14.03	13.71	16.50	14.78	20.43	18.9	1.40
70 — 80	19.41	19.69	18.47	19.33	20.11	16.13	12.79	15.64	19.35	17.26	16.40	20.33	17.43	13.36	11.83	13.70	14.22	19.62	17.7	1.41
80 — 90	18.55	19.14	15.15	18.18	20.04	15.81	12.00	12.29	19.50	15.59	13.71	19.38	14.48	12.90	12.02	13.05	14.00	16.47	16.5	1.44
90 — 100	18.25	17.89	14.40	16.81	19.63	14.78	12.00	12.33	18.98	15.94	13.22	19.42	13.52	13.40	11.94	13.26	14.19	13.31	14.6	1.50
100 — 110	—	—	—	16.53	—	—	—	—	19.11	16.71	12.59	19.79	13.05	15.05	—	—	—	—	14.0	1.50
110 — 120	—	—	—	17.30	—	—	—	—	19.01	16.17	12.67	19.85	13.34	15.80	—	—	—	—	14.4	1.50
120 — 130	—	—	—	17.20	—	—	—	—	18.60	16.04	12.84	18.93	13.95	15.77	—	—	—	—	14.6	1.50
130 — 140	—	—	—	17.95	—	—	—	—	18.64	16.68	13.55	18.71	14.80	15.76	—	—	—	—	14.7	1.50
140 — 150	—	—	—	17.93	—	—	—	—	15.27	16.87	14.87	18.83	16.34	17.69	—	—	—	—	15.1	1.50
150 — 160	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16.71	14.75	18.44	15.44	18.04	—	—	—	—	15.2	1.50
160 — 170	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15.28	15.32	18.48	15.74	17.07	—	—	—	—	15.5	1.50
170 — 180	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15.83	15.21	18.03	15.34	16.28	—	—	—	—	15.7	1.50
180 — 190	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15.56	15.55	17.80	15.69	17.22	—	—	—	—	15.7	1.50
190 — 200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16.11	14.92	17.40	15.84	17.71	—	—	—	—	—	—

Примечание. Границы просачивания обведены жирной чертой.

Итак, как характер распределения гумуса по профилю темнокаштановой почвы, так и качественный его состав приближают эти почвы к черноземам. В почвах обоих типов накоплению гуминовых кислот способствует богатство почвенных растворов щелочноземельными катионами (преимущественно кальцием), которые обусловливают скоагулированное состояние органических веществ почвы, что, в свою очередь, способствует образованию органоминеральных структурных аггрегатов почвы, наиболее характерных крупичатых в черноземах, менее отчетливых — в темнокаштановых почвах.

3. Механический состав и структура темнокаштановой почвы

Если в черноземах определяющим признаком являются содержание гумуса и мощность гумусового горизонта, так как главным образом от них зависят как химический состав, так и физические свойства чернозема, то в темнокаштановых почвах несколько больше выступает роль минеральной массы почвы. Вот почему в последнем случае более отчетливы различия темнокаштановых почв в зависимости от особенностей материнских пород, прежде всего от различной степени засоленности этих пород в период, предшествующий почвообразованию. Преобладающие по площади темнокаштановые почвы как у нас, так и в США развиты на рыхлых наносах преимущественно экстрагляциального характера. Та или иная степень солонцеватости почв темнокаштановой зоны связана с предшествующей историей генезиса материнских пород.

Дальнейшее изложение необходимо посвятить рассмотрению вопроса о характере изменений минеральной массы материнской породы в процессе образования темнокаштановых почв. Об этом до некоторой степени могут свидетельствовать данные детальных послойных анализов на возможно большую глубину. Такое сопоставление возможно лишь в том случае, если первоначальный состав породы был одинаков на всю ее глубину, захваченную почвообразованием. Такое предположение должно быть близким к действительности для мощных сыртовых глин нижнего Заволжья, лёссовидных суглинков по нижнему Дону, а также для тех экстрагляциальных осадков США, на которых развиты каштановые почвы (Дакота, Небраска, Канзас, Колорадо и др.).

Мы примем в качестве основы для наших сопоставлений наиболее полную серию произведенных анализов темнокаштановой почвы с участка Ершовской опытной станции в Саратовской области (Труды Комиссии по ирригации Академии Наук СССР, 1937). С этими данными будем сопоставлять имеющиеся в литературе материалы в отношении темнокаштановых почв других районов. Местоположение Ершовской станции было указано выше. Материнской породой темнокаштановой почвы здесь является сыртовая глина, имеющая лёссовидный характер, довольно однородная до глубины 30 м.

Гранулометрический состав указанной выше темнокаштановой почвы определен нами после подготовки образцов по методу Международного общества почвоведов. Полученный результат, кроме табличного материала (табл. 8), представлен на фиг. 1 и 2.

Характер кривых распределения механических элементов силикатной части сыртовой глины на фиг. 1 сопоставлен с соответствующими данными для типичных лёссов юга Европейской части СССР (С. С. Морозов, 1932).

Общие морфологические признаки темнокаштано

Район распространения	A		A + B		A + B + BC	
	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.
Темнокаштановые почвы Нижнего Поволжья (средние данные)	18	23	—	—	32	55
То же, там же, но на склонах	14	30	—	—	43	80
Темнокаштановые почвы б. Донской области	13	25	30	46	43	58
Темнокаштановые почвы Казахстана (Лепсинский район)	20	32	40	50	50	60
США	15	22	30	—	—	—

Таблица 7

Состав гумуса темнокаштановой почвы Нижнего Поволжья (Ершово)

Горизонт (в см)	Содержание гумуса (в %)	Содержание азота (в %)	Отношение C к N	Гемицеллюлозы	Целлюлозы	Другие гидролиз. вещества	Гуминовая кислота	Лигнин-гумин
				в органическом веществе (в %)				
2 — 12	4.14	0.189	12.8	5.43	3.10	17.87	27.8	26.6
15 — 25	3.89	0.168	13.4	4.29	2.40	20.01	29.5	23.6
25 — 35	2.75	0.151	10.6	5.70	3.10	22.30	28.3	24.5
40 — 50	2.25	0.140	9.3	4.40	4.10	24.70	7.09	42.7
50 — 60	1.70	0.126	7.8	1.80	1.10	34.10	—	45.0

Если силикатная часть лёссов Украинской ССР и южной части РСФСР (Трубчевский район) представляет собой бидисперсные системы с господством в них фракций пыли (0.05—0.005 мм) и отчасти фракций глины (0.5—0.2 мм), то сыртовая глина Заволжья отличается тем, что на кривой распределения фракция пыли дает менее значительный скачок, чем в лёссах, а глинистые и ультраглинистые фракции составляют около половины всей силикатной массы породы. Все это свидетельствует о полидисперсном характере сыртовых глин и указывает на то, что условия их отложения были иные, чем для лёссов.

Кривые распределения механического состава для различных горизонтов темнокаштановых почв (фиг. 2 и табл. 8) показывают, что в результате

Таблица 6

вых почв из разных областей СССР и США (в см)

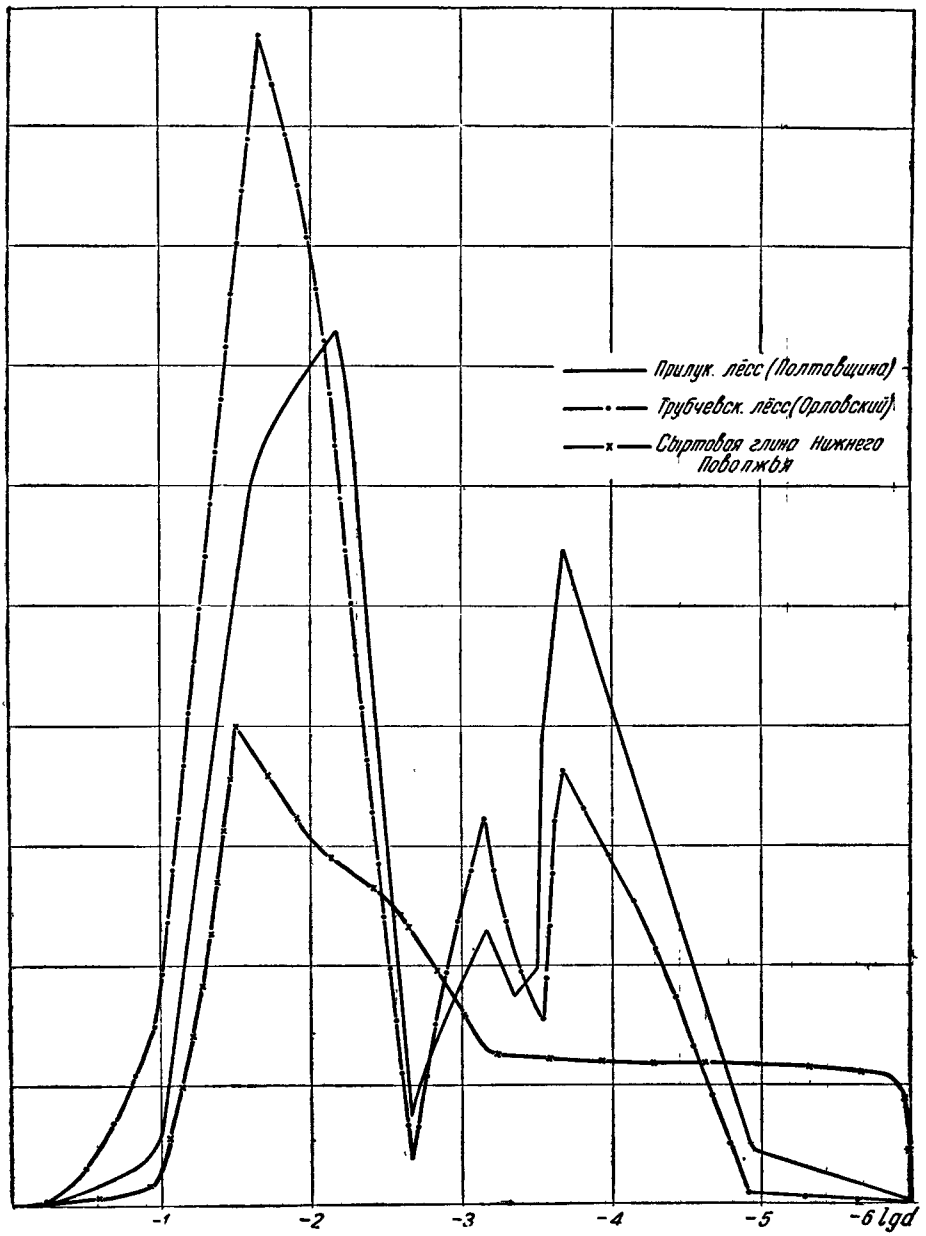
Глубина вскипания		Начало карбонатных выделений		Конец карбонатных выделений		Начало сульфатных выделений		Литературный источник
мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	
14	29	40	65	66	140	117	118	Тр. Комиссии по ирригации
12	33	33	49	76	113	102	127	Акад. Наук, сбор. 7, 1937
10	45	40	50	88	129	113	180	Неопубликованные материалы Л. И. Прасолова
8	20	40	60	—	—	—	—	Л. И. Прасолов. О почвах Лепсинского уезда
—	—	30	50	—	—	—	—	»

Таблица 8

Дисперсность темнокаштановой почвы (в % к сухой почве) (разрез № 26, 1934 г.)

Горизонт (в см)	Почва насыщенная Li_2CO_3								Пересчет на силикатно-гуматную массу	
	>0.25	0.25 — 0.05	0.05 — 0.02	0.02 — 0.005	0.005 — 0.002	0.002 — 0.0002	< 0.0002	Потеря от промывания при помощи 0.02 HCl	частиц < 0.002	частиц < 0.2
0—15	0.16	0.56	18.97	24.08	8.68	15.52	27.67	4.51	45.2	29.0
15—25	0.03	1.50	19.61	24.17	8.75	16.70	25.79	3.49	44.0	26.7
25—35	0.004	0.26	18.61	25.13	8.26	15.50	25.66	6.58	44.0	27.4
35—50	0.36	6.59	17.92	21.90	7.49	14.96	24.83	6.31	42.5	26.5
50—65	0.74	1.13	18.06	21.23	7.31	13.37	24.36	14.54	44.1	28.5
65—85	0.02	1.95	17.34	20.54	6.26	11.69	24.68	17.53	44.1	29.9
85—105	0.02	4.74	16.04	19.97	6.65	10.86	23.65	18.07	42.1	28.8
105—130	0.10	2.35	16.70	21.97	6.49	11.69	23.49	17.34	42.5	28.4
130—150	0.07	1.78	15.16	22.83	6.10	11.68	24.84	17.60	44.3	30.0
170—190	0.05	0.10	17.89	22.39	6.87	13.33	24.96	14.46	44.8	29.2
190—210	0.01	1.28	17.47	22.72	7.39	11.63	25.35	14.16	43.0	29.5
230—250	0.001	0.93	17.25	22.64	6.88	11.79	26.18	14.33	44.1	30.4
270—290	0.005	4.20	16.55	20.97	8.00	10.72	27.48	12.08	43.4	31.2
330—350	1.19	2.05	14.15	20.36	6.40	14.10	28.22	14.73	37.7	33.2
390—410	0.03	0.99	16.02	19.56	8.09	12.30	27.26	15.78	47.0	32.4

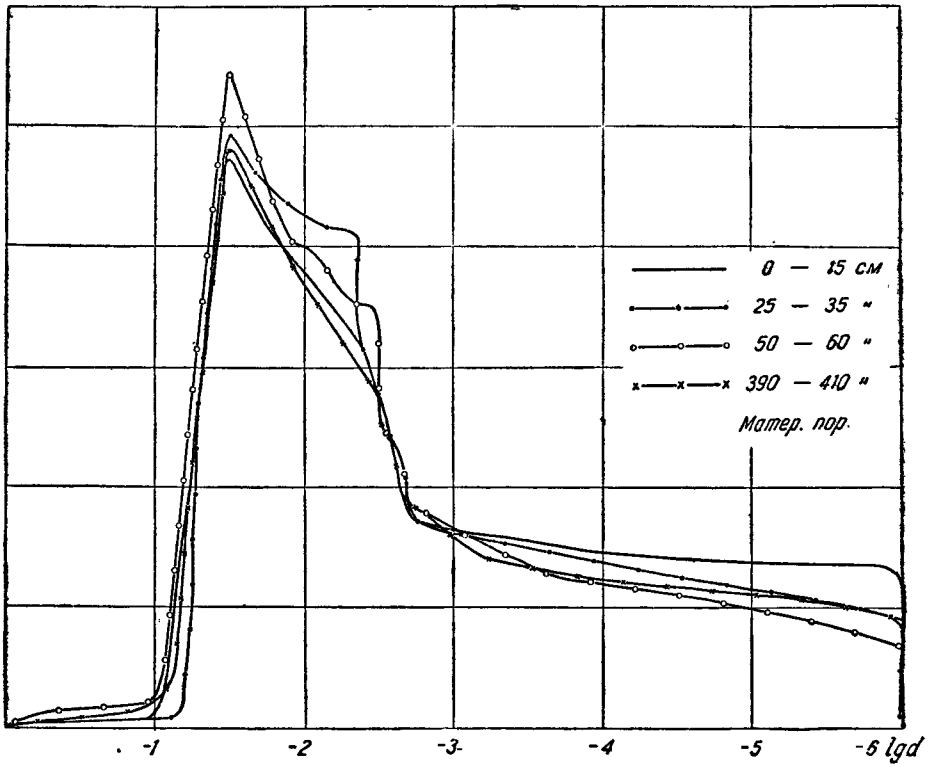
почвообразовательного процесса гранулометрический состав материнской породы существенно не меняется. Только гумусовые горизонты несколько обогащены частицами > 0.2 μ за счет органического вещества. Таким обра-



Ф г. 1. Кривые распределения механического состава материнских пород.

зом, и по этому признаку темнокаштановые почвы близки к черноземам (южным). Дифференциации, свойственной солонцеватым почвам, они не обнаруживают.

Специфическим же свойством почв черноземного типа, как известно, является способность к образованию в естественном состоянии крупных и мелких прочных аггрегатов, т. е. прочной структуры. Это свойство в наибольшей степени выражено у типичных тучных черноземов. Крайние члены ряда черноземов, понятно, обладают более ослабленными этими свойствами. То же самое следует ожидать и для темнокаштановых почв. Нами для оценки



Фиг. 2. Кривые распределения механического состава темнокаштановой почвы.

аггрегатности последних применялся метод Фагелера (И. Н. Антипов-Каратаев, 1933): определение так называемого микроаггрегатного состава в водной суспензии и расчет по формуле:

$$\frac{T_1 - T_2}{T_1} \cdot 100 = K_1,$$

где T_1 — процентное содержание частиц <2 μ по методу А; T_2 — процентное содержание тех же частиц по микроаггрегатному анализу; K — коэффициент структурности.

Полученные результаты представлены в табл. 9.

Таблица 9

Микроаггрегатный состав и коэффициент структурности темнокаштановой почвы Нижнего Поволжья

Глубина (в см)	Число образцов	Частиц < 2 μ $M \pm m$	Коэффициент структурности $K \pm m$
0 — 10	25	11.58 ± 0.20	74.08 ± 0.56
10 — 20	25	12.98 ± 0.28	70.50 ± 0.68
20 — 30	25	15.74 ± 0.26	64.20 ± 0.70
30 — 40	25	14.18 ± 0.27	66.60 ± 0.70
40 — 50	24	13.90 ± 0.26	67.30 ± 0.77
50 — 60	24	14.54 ± 0.29	67.00 ± 0.83
60 — 70	25	14.58 ± 0.28	67.00 ± 0.70
70 — 80	25	16.94 ± 0.39	62.00 ± 0.50

Известно, что сыртовые степи Заволжья вошли в культуру сравнительно недавно (100—150 лет назад?), поэтому является понятной несколько повышенная структурность гумусовых горизонтов темнокаштановых почв: экстенсивное земледелие дореволюционного времени не успело распылить почву, аггрегатность которой создана в девственностепной период развития описываемой почвы.

Понятно также, что вследствие относительно небольшого содержания органического вещества коэффициент структурности верхних горизонтов мало отличается от такого же для нижележащих (безгумусовых).

В условиях сельскохозяйственной культуры структура темнокаштановых почв, понятно, зависит от многообразнейших агротехнических воздействий. Для сравнительных целей в табл. 10 приведены данные аггрегатного анализа (по методу Тюлина — Павлова — Саввинова) темнокаштановой почвы Краснокутской опытной станции из-под различных опытов.

Таблица 10

Количество структурных элементов в темнокаштановой почве Краснокутской опытной станции, полученные методом мокрого просеивания (1935)

Количество элементов разного диаметра на 100 г почвы (в мм)	Житняковая залежь 4-летняя (в см)		3-й год после 10-летней житняковой залежи (в см)		Мягкая почва (в см)		Люцерновая 4-летняя залежь (в см)	
	0—20	20—40	0—20	20—40	0—20	20—40	0—20	20—40
3	0.8	1.3	2.3	1.9	0.2	0.8	0.7	1.1
3—1	5.9	28.3	5.7	22.6	2.8	19.1	5.0	19.8
1—0.5	15.5	18.7	12.4	16.5	8.2	16.8	8.0	13.1
0.5—0.25	18.0	11.6	12.2	11.3	15.5	10.8	7.4	10.0
Всего частиц > 0.25 мм	40.2	59.9	32.6	52.3	26.7	47.5	21.1	44.0

В отличие от черноземов преобладающими структурными элементами в темнокаштановой почве являются не крупные аггрегаты >3 мм, а более мелкие.

Влияние многолетних трав прежде всего отражено на увеличении количества аггрегатов с диаметром 1—3 мм. Последующая многолетняя обработка (3—4 года) вновь разрушает эту структуру.

4. Петрографический состав темнокаштановой почвы

Для микроскопического исследования выделялись отмучиванием по Сабанину (из подготовленных по Международному методу А образцов почвы) фракции частиц размером 0.25—0.02 мм и 0.02—0.002 мм; для рентгенографического анализа — частицы с диаметром меньше 0.2 μ.

Таким образом, из поля нашего внимания вышла фракция частиц от 2 μ до 0.2 μ, которая, повидимому, могла быть анализирована рентгеновским методом.

В табл. 11 приводим данные произведенного А. Н. Петровской микроскопического исследования темнокаштановой почвы.

Таблица 11

Минералогический состав фракции частиц >2 μ темнокаштановой почвы

Минералы	Фракции частиц >2 μ в горизонтах (в %)					
	0—15	15—25	85—105	190—210	230—250	390—410 см
Масса частиц >2 μ . . .	54.8	56.0	57.9	57.0	55.9	53.0
Кварц	91.64	89.61	85.32	93.10	88.52	94.59
Полевые шпаты	4.45	3.26	4.00	3.10	5.52	5.26
Мусковит	3.61	2.53	2.48	0.66	един.	1.54
Турмалин	един.	0.009	0.054	0.008	0.006	0.007
Роговая обманка	0.36	0.27	един.	0.59	0.20	0.024
Гранат	0.002	0.010	»	0.028	0.010	0.015
Ильменит и гидроокись железа	1.30	4.44	1.94	1.036	1.474	1.608
Рутил	0.006	0.151	0.101	0.064	0.072	0.004
Циркон	0.45	0.20	0.10	0.364	0.14	0.136
Эпидот	0.02	0.025	—	0.002	0.02	0.011
Клиноцоизит	един.	0.018	един.	0.024	0.008	—
Кианит	0.006	0.004	—	един.	0.008	—
Апатит	—	0.002	—	0.002	—	—

Встречаются единично биотит, хлорит, цоизит, гиперстен, глаукофан, пироксен, силлиманит.

Обзор данных табл. 11 говорит о некоторой тенденции к повышению количества кварца и мусковита в самом верхнем горизонте почвы (0—15 см). Но избыточные величины этих минералов лежат в пределах ошибки анализа. Таким образом, можно утверждать, что образование темнокаштановой почвы не сопровождалось существенными изменениями в минералогическом составе материнской породы. Рентгенографический анализ коллоидной фракции (<0.2 μ) показал, что и здесь почвообразовательный процесс не наложил резкого своего отпечатка: найденные в материнской породе минералы — монтмориллонит и мусковит — остались характерными для коллоидных фракций всех исследованных почвенных горизонтов. Нужно полагать, что и минералогический состав фракции от 2 до 0.2 μ не внес бы существенных коррективов в изложенные положения.

5. Валовой химический состав темнокаштановой почвы и ее коллоидов

Если для химического состава чернозема характерно слабое развитие элювиального процесса (малая изменяемость валового состава минеральной массы по профилю почвы, скопление карбонатов лишь в нижних ее горизонтах), то этот признак, как это видно из всех представленных материалов (табл. 12 и 13), еще более отчетливо проявляется в темнокаштановых почвах. Окислы SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, TiO_2 остаются в них количественно постоянными по всему почвенному профилю. Что касается силикатных форм Ca, Mg, Na и K (по данным пересчетов на бескарбонатную массу), то

Валовой химический состав темнокаштановой

(Аналитики И. М. Руб

Глубина (в см)	Гигроскопическая вода	Потеря от прокаливания	Гумус	CO_2	SO_4	SiO_2	TiO_2	P_2O_5
								В сухой
0 — 15	5.50	8.22	4.18	нет	0·19	65.89	0.07	0.06
15 — 25	5.38	7.18	3.15	»	0.15	66.10	0.07	0.09
25 — 35	5.64	7.01	2.65	0.32	0.11	66.21	0.07	0.17
35 — 50	4.87	8.12	1.93	4.27	0.17	60.46	0.06	0.06
50 — 65	4.86	8.03	1.34	5.34	0.14	60.04	0.07	0.11
65 — 85	4.43	8.62	0.89	6.87	0.13	58.81	0.07	0.13
85 — 105	3.26	9.40	0.48	7.73	0.13	56.31	0.07	0.12
105 — 130	4.32	9.30	0.39	6.57	0.14	59.54	0.07	0.12
130 — 150	4.59	9.35	0.34	6.03	0.24	58.74	0.07	0.09
150 — 170	4.71	8.59	не опр.	5.17	0.35	59.75	0.07	0.14
170 — 190	4.77	8.43	»	4.76	0.24	60.23	0.07	0.24
190 — 210	4.24	8.34	»	4.78	не опр.	60.12	0.06	12.04
230 — 250	4.31	8.51	»	4.77	»	59.88	0.06	12.24
230 — 310	4.46	9.00	»	4.81	»	59.38	0.07	12.42
350 — 370	4.78	9.53	»	5.64	»	57.82	0.07	12.26
410 — 430	4.43	9.94	»	5.83	»	57.44	0.06	12.23
								В безгумусной, бескарбо
0 — 15	—	—	—	—	—	68.72	0.07	0.06
15 — 25	—	—	—	—	—	68.61	0.07	0.09
25 — 35	—	—	—	—	—	68.79	0.07	0.18
35 — 50	—	—	—	—	—	68.92	0.07	0.07
50 — 65	—	—	—	—	—	68.92	0.08	0.13
65 — 85	—	—	—	—	—	69.92	0.08	0.15
85 — 105	—	—	—	—	—	68.30	0.08	0.14
105 — 130	—	—	—	—	—	69.30	0.08	0.14
130 — 150	—	—	—	—	—	68.14	0.08	0.10
150 — 170	—	—	—	—	—	67.16	0.08	1.16
170 — 190	—	—	—	—	—	67.34	0.08	0.27
190 — 210	—	—	—	—	—	67.45	0.07	43.51
230 — 250	—	—	—	—	—	67.72	0.07	14.07
290 — 310	—	—	—	—	—	67.16	0.08	14.05
350 — 370	—	—	—	—	—	66.38	0.08	14.07
410 — 430	—	—	—	—	—	66.69	0.07	14.20

можно говорить о некотором уменьшении в верхних горизонтах лишь количеств калия и натрия. Подобная же картина наблюдается и для P_2O_5 (в верхних двух горизонтах).

Процесс элювиирования коснулся здесь только таких соединений материнской породы, как карбонаты и сульфаты.

Данные механического состава почв, рассмотренные раньше, показали, что сыртовые глины Заволжья являются весьма богатыми по содержанию коллоидной фракции (количество частиц $< 0.2\ \mu$ доходит до 28%). Мы считаем, что эти коллоиды перенесены вместе с основной массой глин, повидимому продуктов выветривания пермских отложений (континентального типа). Данные анализа выделенных коллоидов представлены в табл. 14.

Эти коллоидные продукты должны были представлять, по американской номенклатуре, первые стадии гидролиза первичных алюмосиликатов по-

Таблица 12

почвы № 26 Ершовского стационара

и Р. Х. Айдинян)

Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	BaO	Na_2O	K_2O	Сумма
почве (в %)								
14.88	4.34	0.38	1.63	2.02	нет	1.12	1.18	99.98
14.80	4.63	0.40	1.56	2.04	»	1.20	1.21	99.43
14.50	4.72	0.40	1.94	2.17	»	1.19	1.26	99.75
11.20	4.92	0.40	5.20	5.93	»	1.12	1.31	98.95
11.32	5.01	0.40	6.60	5.81	»	1.23	1.41	100.17
11.49	5.06	0.36	7.20	5.16	»	1.35	1.39	99.77
11.31	4.99	0.39	8.50	5.61	»	1.37	1.50	99.70
11.41	5.10	0.40	5.20	5.91	»	1.40	1.41	100.00
13.70	4.30	не опр.	8.27	2.64	»	1.27	1.89	100.56
14.28	4.43	0.41	7.27	2.67	»	1.33	1.92	101.21
13.06	5.22	0.41	6.94	2.61	»	1.33	1.81	100.59
12.04	6.20	0.39	6.79	2.59	»	1.42	2.02	99.97
12.44	6.21	0.40	6.82	2.56	»	1.04	2.32	99.24
12.42	6.02	0.35	7.08	2.53	»	1.24	1.25	99.34
12.26	6.24	0.38	8.24	2.42	»	1.34	1.62	99.92
12.23	6.02	не опр.	8.51	2.44	»	1.17	1.55	99.36
натной и бессульфатной почве (в %)								
15.52	4.53	0.40	1.70	2.11	нет	1.17	1.23	—
15.36	4.80	0.41	1.62	2.12	»	1.24	1.25	—
15.06	4.90	0.41	1.47	2.25	»	1.24	1.31	—
12.77	5.61	0.46	1.80	4.39	»	1.28	1.49	—
12.99	5.75	0.46	1.82	4.30	»	1.41	1.62	—
13.66	6.02	0.43	1.83	2.68	»	1.60	1.65	—
13.72	6.05	0.47	1.83	3.28	»	1.66	1.82	—
12.28	5.94	0.46	1.82	2.25	»	1.63	1.64	—
15.89	4.99	не опр.	0.45	3.06	»	1.47	2.19	—
16.05	4.98	0.46	0.49	3.00	»	1.49	2.16	—
14.60	5.83	0.46	0.74	2.92	»	1.49	2.02	—
43.51	6.96	0.44	0.70	2.90	»	1.59	2.27	—
14.07	7.02	0.45	0.74	2.89	»	1.18	1.49	—
14.05	6.81	0.39	0.95	2.89	»	1.40	1.41	—
14.07	7.16	0.44	1.06	2.78	»	1.54	1.86	—
14.20	6.99	не опр.	1.09	2.83	»	1.36	1.80	—

рядка монтмориллонитовых и пирофиллитовых «кислот». Последующее почвообразование несколько усилило гидролиз в пользу пирофиллитовой «кислоты» в верхних 100 см почвенного профиля, о чем свидетельствуют молекулярные соотношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ и $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$ в этих горизонтах почвы. Вследствие этого процесса образовавшийся метасиликат должен вымываться вниз. Быть может этим и объясняется некоторое повышение значения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ глубже 105 см. Однако является неясным участие SiO_2 в цементации карбонатного слоя почвы (выше 105 см). Понятно характерное для коллоидов высокое содержание MgO и K_2O. Несмотря на то, что для выделения коллоидов все обменные основания нами были предварительно удалены промыванием образцов почвы 0.02 *n*HCl, тем не менее в составе коллоидов обнаружены CaO

Таблица 13

Валовой химический состав темнокаштановой почвы № 27 Ершовского стационара (в % от сухой почвы)

(Аналитики И. М. Руб и Р. Х. Айдинян)

Глубина (в см)	Гигроскопическая вода	Потеря от прокаливания	Гумус	CO_2	SO_3	SiO_2	TiO_2	P_2O_5	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	BaO	Na_2O	K_2O	Сумма
В сухой почве (в %)																	
0 — 15	4.19	9.20	4.25	нет	0.17	64.91	0.06	0.10	11.85	4.80	0.40	1.61	4.08	нет	1.32	1.41	99.91
15 — 25	4.83	9.03	4.35	»	0.13	64.79	0.06	0.08	11.92	4.90	0.40	1.55	3.87	»	1.23	1.33	99.29
25 — 40	4.46	9.51	2.62	0.52	0.20	64.44	0.06	0.12	11.95	4.87	0.40	1.55	4.67	»	0.95	1.75	100.11
40 — 55	4.68	9.34	2.35	3.32	0.18	60.25	0.06	0.06	11.44	5.02	0.40	4.73	5.41	»	0.88	1.66	99.43
55 — 75	4.29	8.87	1.73	4.85	0.17	58.90	0.06	0.09	11.28	5.10	0.40	5.91	5.98	»	1.15	1.65	99.56
75 — 85	3.95	9.01	1.04	6.31	0.16	55.62	0.06	0.08	10.86	5.00	0.40	7.40	6.01	»	1.09	1.54	97.23
85 — 105	3.60	9.40	0.58	6.88	0.09	55.52	0.06	0.07	11.45	5.20	0.40	8.41	6.00	»	1.27	1.75	99.62
105 — 130	4.34	9.50	0.36	5.88	0.31	58.65	0.07	0.12	12.51	5.29	0.38	8.48	2.52	»	1.26	1.73	100.82
130 — 150	4.29	8.96	0.34	5.65	0.22	59.50	0.07	0.19	13.20	4.66	0.38	7.79	2.63	»	1.37	1.94	109.91
150 — 170	4.08	8.95	не опр.	5.23	0.24	59.22	0.07	0.12	13.43	4.64	0.45	4.72	2.60	»	1.36	1.99	100.79
В безгумусной, бескарбонатной и бессульфатной почве (в %)																	
0 — 15	—	—	—	—	—	67.83	0.06	0.10	12.38	5.02	0.42	1.68	4.26	нет	1.38	1.47	—
15 — 25	—	—	—	—	—	68.22	0.06	0.08	12.55	5.16	0.42	1.63	5.13	»	1.29	1.40	—
25 — 40	—	—	—	—	—	67.08	0.06	0.12	12.44	5.07	0.42	0.78	4.86	»	0.99	1.82	—
40 — 55	—	—	—	—	—	67.18	0.07	0.07	12.75	5.60	0.45	1.80	4.40	»	0.98	1.85	—
55 — 75	—	—	—	—	—	67.56	0.07	0.10	12.94	5.85	0.46	1.80	4.42	»	1.32	1.89	—
75 — 85	—	—	—	—	—	67.52	0.07	0.10	13.18	6.07	0.48	1.81	4.19	»	1.32	1.87	—
85 — 105	—	—	—	—	—	66.12	0.07	0.08	13.64	6.19	0.48	1.85	4.38	»	1.51	2.08	—
105 — 130	—	—	—	—	—	67.68	0.08	0.14	14.44	6.10	0.44	0.81	2.91	»	1.45	2.00	—
130 — 150	—	—	—	—	—	68.07	0.08	0.22	15.10	5.33	0.43	0.46	3.01	»	1.57	2.22	—
150 — 170	—	—	—	—	—	66.86	0.08	0.13	15.16	5.24	0.51	0.92	2.93	»	1.53	2.25	—

и Na_2O. Аналогичные результаты были констатированы нами и в почвах солонцового комплекса (Труды Комиссии по ирригации, вып. 9, 1936), тогда как в подзолистых почвах, по данным А. А. Роде (1933), Ca не был найден. Все это лишний раз подтверждает точку зрения о промежуточном характере наших неорганических коллоидов; они представляют собою продукты неполного гидролиза первичных минералов, а также вторичные синтетические минералы. Рентгеновский анализ показал преобладание в их составе, как выше уже указывалось, мусковита и монтмориллонита.

Известно, что последний минерал обладает значительной адсорбционной способностью по отношению к катионам. Она менее, но достаточно заметно выражена также и у мусковита. Если причислить сюда еще и органическое вещество почвы, то будет понятной значительная емкость поглощения темнокаштановых почв, которые, подобно черноземам, насыщены, главным образом, обменным кальцием, менее магнием и много меньше калием и натрием.

В начале настоящей статьи мы уже касались вопроса о соотношении темнокаштановых и солонцеватых почв между собою и пришли к предварительному выводу о том, что для типичных темнокаштановых почв не является характерной солонцеватость их в той или иной степени. Но солонцеватые разности могут встречаться и встречаются среди темнокаштановых почв подобно тому, как солонцовые почвы встречаются среди черноземов, причем в первом случае вероятность их образования, понятно, больше, чем во втором случае. Причиной же развития солонцеватых разностей должны являться особенности материнских пород, включая сюда характер залегания и степень минерализованности грунтовых вод.

Некоторые анализы состава обменных катионов, проведенные нами для темнокаштановых почв нижнего Дона, показывают, что сумма поглощенных оснований в них составляет 30—37 м-экв. на 100 г почвы, причем количество обменного кальция достигает 65—70% суммы поглощенных оснований; обменного магния — от 20 до 30%. Что касается количества обменного натрия, то его величина в верхних горизонтах почвы не превышает 5% суммы обменных оснований, т. е. меньше тех величин, которые, по нашему определению, переводят почвы в разряд солонцеватых (И. Н. Антипов-Каратаев, 1935).

В табл. 15 приведены данные состава обменных катионов в основных разрезах № 26 и 27 1934 г. темнокаштановых почв у ст. Ершов. В некарбонатных горизонтах обменные основания определены весовыми методами после вытеснения их при помощи ацетата аммония; в карбонатных горизонтах обменный натрий определялся по объемному методу Гедройца. В горизонте 390—410 см (разрез № 26) сумма Ca+Mg и отдельно Na определены методом разности. Карбонаты, сульфаты и обменные формы Ca, Mg и Na вытеснены при помощи раствора CH_3COONH_4, имеющего pH=4.5, в фильтрате определены Ca, Mg и Na. Из найденной суммы Ca+Mg вычтены их карбонаты, а из данных для Na вычтена воднорастворимая его форма. Обменные Ca+Mg и Na для этого горизонта пересчитаны на бескарбонатную массу.

Из данных табл. 15 видно, что соотношение обменных оснований в темнокаштановых почвах аналогично тому, что мы имеем в черноземных почвах.

Развитие темнокаштановых почв сопровождается увеличением поглотительной способности почвенных горизонтов против соответствующих свойств материнской породы на 20—30%, что должно быть объяснено двумя причинами: 1) обогащением почвенных горизонтов главным образом орга-

Валовой состав коллоидов, выделенных из сыртовой
(Аналитик

Глубина (в см)	Гигроскопическая вода	Гумус	Потеря при прокаливании	SO_3	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
					В сухой			
0—15	15.13	9.99	21.30	0.29	43.19	0.29	19.08	9.92
15—25	14.68	6.17	17.89	0.29	45.25	0.25	19.13	10.55
85—105	10.97	1.44	10.81	0.33	50.10	0.35	21.10	11.72
190—210	11.46	1.19	10.20	0.30	50.76	0.27	19.76	12.17
230—250	13.61	1.17	11.84	0.26	50.62	0.29	18.24	12.27
390—410	9.16	1.57	30.32	0.23	50.59	0.28	20.28	11.51
					В безгумусной			
0—15	—	—	—	—	48.20	0.32	21.29	11.07
15—25	—	—	—	—	48.51	0.27	20.51	11.31
85—106	—	—	—	—	50.70	0.35	21.35	11.86
190—210	—	—	—	—	51.57	0.27	20.08	12.36
230—250	—	—	—	—	51.43	0.29	18.53	12.47
390—410	—	—	—	—	51.60	0.28	20.68	11.74

Таблица 15

Состав обменных оснований в разрезах № 26 и 27 1934 г.

(Аналитик О. У. Мовчан)

№ разрезов	Гумус (в см)	(В м-экв. на 100 г сухой почвы					Сумма (в %)				Сумма породы (в %)
		Ca	Mg	Na	K	Сумма	Ca	Mg	Na	K	
26	0—15	25.48	8.00	0.45	0.41	34.34	74.2	23.3	1.3	1.2	119
	15—25	25.10	8.62	0.21	0.98	34.91	71.9	24.7	0.6	2.8	122
	25—35	26.82	10.11	0.28	0.96	38.17	70.3	26.5	0.7	2.5	133
	35—50	—	—	0.11	—	—	—	—	0.3	—	—
	50—65	—	—	0.38	—	—	—	—	1.1	—	—
	65—85	—	—	0.55	—	—	—	—	1.6	—	—
	85—105	—	—	1.09	—	—	—	—	3.1	—	—
	105—130	—	—	0.38	—	—	—	—	1.1	—	—
	130—150	—	—	0.60	—	—	—	—	1.7	—	—
	340—410	27.29		1.36	—	28.65	95.5		4.5	—	100
27	0—15	27.05	7.21	0.28	1.17	35.71	75.8	20.2	0.7	3.3	—
	15—25	25.85	7.01	0.45	0.97	34.28	74.4	20.4	1.3	2.9	—
	25—40	26.80	9.11	0.09	0.92	36.92	72.6	24.7	0.2	2.5	—

ническим веществом и 2) в меньшей степени повышением поглотительной способности алюмосиликатной части, вызванной вследствие второй ступени гидролиза (по схеме американских исследователей). Этот факт также ясно свидетельствует о том, что в данном случае солонцовый тип почвообразования отсутствует.

Таблица 14

глины и темнокаштановой почвы разреза № 26, 1934 г. О. У. Мовчан)

P_2O_5	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Сумма	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
почве (в %)								
0.18	0.05	0.31	2.60	0.14	2.20	99.55	—	—
0.24	0.06	0.26	2.80	0.32	2.30	99.40	—	—
0.19	0.04	0.23	2.91	0.58	1.81	100.18	—	—
0.19	0.03	0.27	3.02	0.63	2.01	99.61	—	—
0.13	0.04	0.54	3.16	0.24	1.89	99.52	—	—
0.08	0.06	0.30	2.88	0.65	2.36	99.54	—	—
массе (в %)								
0.20	0.05	0.34	2.90	0.16	2.45	—	4.00	3.00
0.26	0.06	0.28	3.00	0.34	2.53	—	4.04	2.98
0.19	0.04	0.23	2.94	0.59	1.83	—	4.04	2.98
0.19	0.03	0.27	3.07	0.64	2.04	—	4.36	3.13
0.13	0.04	0.55	3.21	0.24	1.92	—	4.72	3.30
0.08	0.06	0.31	2.94	0.66	2.41	—	4.24	3.11

Такое насыщенное состояние коллоидов в темнокаштановой почве обязано, конечно, небольшому количеству воды, просачивающейся через почву и долженствующей выщелачивать из нее обменные основания. Оно не обеспечивает даже вымывания на заметные глубины карбонатов щелочноземельных катионов. Малый биологический круговорот, а также пленочное передвижение бикарбонатов кальция поддерживают устойчивые условия для насыщения верхних горизонтов почвы щелочноземельными катионами.

Вследствие этого водные суспензии даже верхних горизонтов темнокаштановых почв показывают нейтральную или слабо щелочную реакцию (pH=7.2—7.5).

6. Солевой профиль темнокаштановой почвы

В понятие солевого профиля почвы мы включаем такие соединения почвы, как легко растворимые в воде соли, а также карбонаты и сульфаты щелочноземельных катионов.

В исследованных нами примерах типичных несолонцеватых темнокаштановых почв карбонатов натрия и калия в заметных количествах в почвенном профиле не обнаружено. Появление их в водной вытяжке приурочено лишь к глубоким горизонтам почвы (около 100 см). С глубины около 40—50 см залегает зона скопления карбонатов щелочноземельных катионов, среди которых преобладает карбонат кальция, меньше содержится карбоната магния, причем нижняя зона для последнего лежит на глубине примерно около 130 см.

Карбонатом кальция равномерно пропитана вся исследованная толща почвы и породы.

Таким образом, собственно почвенной зоной скопления карбонатов щелочноземельных элементов в темнокаштановой почве является толща не глубже 130—150 см. В качестве результата вмывания карбонатов материнской породы в процессе почвообразования необходимо рассматривать оформление в профиле почвы пятнистого слоя, с выделениями карбонатов щелочноземельных катионов, залегающего на глубине около 60—100 см.

Присутствие карбонатных скоплений в почвах степного происхождения, развившихся непосредственно на некарбонатных кристаллических породах, свидетельствует, однако, о том, что карбонаты в темнокаштановых почвах накопляются и в результате почвообразования, вследствие взаимодействия углекислоты, образующейся при разложении органических остатков и при жизнедеятельности микроорганизмов, с одной стороны, и продуктов гидролиза первичных минералов — с другой.

Наличие этого процесса в рассматриваемой нами темнокаштановой почве можно, естественно, обнаружить по выделению вышеуказанной зоны карбонатов магния (см. табл. 13 валовых анализов), ибо материнская порода не показывает присутствия в своем составе заметных количеств этого карбоната.

Абсолютные максимальные количества в почве CO_2, связанной с щелочноземельными катионами, в нашем случае достигают 6—7%, против 4—5% в материнской породе.

Менее постоянным признаком темнокаштановых почв является наличие и распределение в почвенном профиле сульфатов. Те представители темнокаштановых почв, которые развиваются непосредственно на продуктах выветривания кристаллических пород, чаще всего лишены их в своем профиле или содержат нехарактерные незначительные количества. В тех же наиболее распространенных случаях, когда темнокаштановые почвы развиваются на экстрагляциальных наносах и различных делювиальных образованиях, в той или иной степени засоленных в геологическом своем прошлом, они, понятно, содержат в своем профиле варьирующие количества сульфатов щелочноземельных катионов. Мы вовсе не склонны отрицать и в данном случае роль биологических факторов в некотором накоплении в почвах сульфатов щелочноземельных катионов. Характерными для каждого типа степного почвообразования являются не столько абсолютные количества сульфатов в почве, сколько их распределение в профиле последней. В своем месте, когда рассматривался вопрос о водном режиме темнокаштановых почв, мы уже указывали, что в некоторые годы зимне-весеннее промачивание почвы достигает 120—130 см, и это обстоятельство должно отражать глубину залегания гипсовых или вообще сульфатных выделений. Действительно, при морфологическом описании рассматриваемой типичной темнокаштановой почвы на этой глубине обнаружено начало редких прожилок сульфатов и с глубины 190 см уже уловимые анализом количества гипса.

Чрезвычайно характерным для аридных почв, как известно, является уплотненность, сцементированность карбонатной (надсульфатной) толщи. Некоторые авторы склонны искать причину этого в солонцеватости указанного слоя, т. е. в переносе силикатного цемента из вышележащих горизонтов почвы в результате солонцового процесса. Рассматриваемые нами темнокаштановые почвы также обладают уплотненным слоем. Но мы видели, что ожидаемой (при допущении солонцового процесса) дифференцировки

Состав водной вытяжки в разрезе № 26, 1934

(Аналитик И. С. Красникова)

Глубина (в см)	В сухом веществе (в %)								В объемных процентах мэкв.									SO4 сверх водно-растворимого гипса (в %)
	сухой остаток, просушенный при 105°	водорастворимый гумус	Cl′	SO″4	щелочность		Mg″	Ca″	Cl′	SO″4	HCO′3	другие анионы по разности	сумма анионов	Na′ + K′ по разности	Mg″	Ca″	объемный вес	
					HCO′3	CO″3												
0 — 15	0.079	Нет	0.005	0.012	0.016	Нет	0.001	0.006	0.16	0.30	0.31	—	0.77	0.30	0.10	0.38	1.20	—
15 — 25	0.066	0.005	Нет	0.001	0.017	»	0.002	0.003	—	0.02	0.33	0.02	0.36	—	0.20	0.18	1.19	—
25 — 35	0.084	0.007	»	0.004	0.063	»	0.003	0.017	—	0.12	1.35	—	1.47	—	0.37	1.11	1.31	—
35 — 50	0.093	0.008	0.0004	0.011	0.067	»	0.005	0.020	0.01	0.31	1.56	—	1.89	—	0.47	1.42	1.42	—
50 — 65	0.099	0.004	0.001	0.006	0.071	»	0.003	0.020	0.05	0.13	1.74	—	1.97	0.14	0.33	1.50	1.50	—
65 — 85	0.099	0.004	0.002	0.008	0.078	»	0.006	0.007	0.08	0.26	1.97	—	2.31	1.03	0.74	0.55	1.54	—
85 — 105	0.115	0.004	0.0004	0.006	0.102	»	0.001	0.007	0.02	0.19	2.60	—	2.82	2.15	0.11	0.56	1.55	—
105 — 130	0.157	0.004	0.005	0.022	0.098	»	0.004	0.001	0,20	0.69	2.42	—	3.30	2.67	0.56	0.08	1.50	—
130 — 150	0.199	0.007	0.007	0.031	0.109	»	0.004	0.003	0.28	0.96	2.62	—	3.85	3.16	0.49	0.22	1.47	—
150 — 170	0.294	0.010	0.027	0.081	0.095	»	0.002	0.004	1.13	2.50	2.28	—	5.89	5.39	0.24	0.26	1.47	—
170 — 190	0.292	0.007	0.022	0.096	0.080	»	0.005	0.004	0.89	2.77	1.82	—	5.49	4.64	0.54	0.28	1.39	—
190 — 210	0.322	0.006	0.028	0.119	0.075	»	0.005	0.005	1.10	3.40	1.70	—	6.19	5.26	0.60	0.32	1.37	0.036
210 — 230	0.430	н. п.	0.034	0.198	0.069	»	0.009	0.019	1.31	5.62	1.55	—	8.47	6.23	0.97	1.26	1.36	0.030
230 — 250	0.340	»	0.037	0.127	0.076	»	0.006	0.010	1.43	3.58	1.69	—	6.70	5.33	0.69	0.68	1.35	Нет
250 — 270	0.344	»	0.036	0.131	0.076	»	0.006	0.011	1.40	3.70	1.69	—	6.79	5.40	0.68	0.73	1.35	0.036
270 — 290	0.341	»	0.039	0.126	0.078	»	0.002	0.012	1.53	3.54	1.71	—	6.78	5.75	0.20	0.81	1.35	0.030
290 — 310	0.340	»	0.047	0.120	0.077	»	0.006	0.009	1.78	3.38	1.71	—	6.87	5.64	0.63	0.59	1.35	Нет
310 — 330	0.876	»	0.050	0.481	0.051	»	0.031	0.071	1.90	13.53	1.13	—	16.56	8.33	3.46	4.78	1.35	0.019
330 — 350	0.426	»	0.046	0.179	0.068	»	0.003	0,013	1.78	5.04	1.50	—	8.30	7.14	0.30	0.88	1.35	Нет
350 — 370	0.424	»	0.046	0.147	0.066	»	0.004	0.014	1.78	4.14	1.46	—	7.37	6.03	0.38	0.96	1.35	0.042
370 — 390	0.330	»	0.046	0.106	0.076	»	0.003	0.006	1.78	2.98	1.67	—	6.44	5.72	0.32	0.38	1.35	Нет
390 — 410	0.361	»	0.049	0.129	0.074	»	0.001	0.006	1.90	3.63	1.65	—	7.17	6.64	0.15	0.38	1.35	0.028
410 — 430	0.618	»	0.037	0.339	0.065	»	0.021	0.037	1.42	9.53	1.42	—	12.37	7.54	2.31	2.50	1.35	0.100

Таблица 17

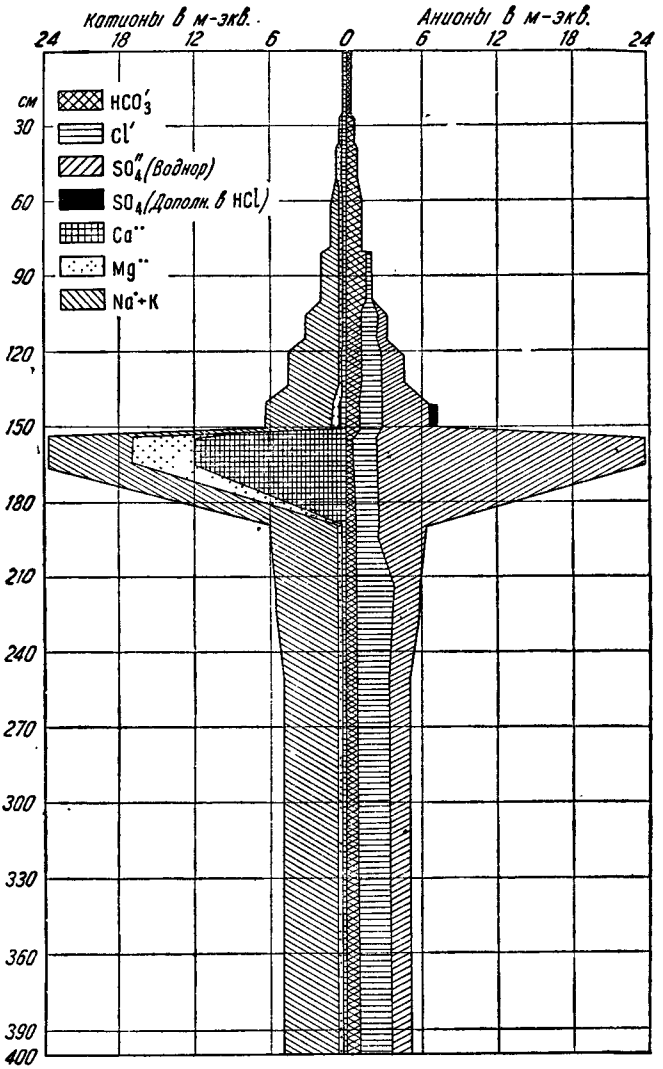
Состав водной вытяжки в разрезе № 27

(Аналитик И. С. Красникова)

Глубина (в см)	В сухом веществе (в %)								В объемных процентах м-экв.								
	сухой остаток, просушенный при 105°	водорастворимый гумус	Cl'	SO_4''	щелочность		$Mg^{..}$	$Ca^{..}$	Cl'	SO_4''	HCO_3'	другие анионы по разности	сумма анионов	$Na^{.} + K^{.}$ по разности	$Mg^{..}$	$Ca^{..}$	объемный вес
					HCO_3'	CO_3''											
0—15	0.091	0.007	0.002	0.016	0.014	Нет	0.004	0.014	0.07	0.41	0.20	0.20	0.94	—	0.13	0.82	1.20
15—25	0.064	0.003	0.001	0.003	0.018	»	0.003	0.008	0.02	0.08	0.35	0.33	0.79	—	0.30	0.49	1.19
25—40	0.091	0.008	0.001	0.009	0.051	»	0.006	0.017	0.03	0.24	1.10	0.35	1.72	—	0.60	1.13	1.31
40—50	0.070	0.008	0.001	0.001	0.046	»	0.005	0.011	0.03	0.01	1.08	0.20	1.32	—	0.57	0.77	1.42
55—75	0.080	0.005	0.0003	0.003	0.051	»	0.005	0.008	0.02	0.09	1.26	—	1.37	0.15	0.62	0.61	1.52
75—85	0.087	0.006	0.0003	0.004	0.056	»	0.004	0.006	0.02	0.14	1.42	—	1.57	0.54	0.55	0.48	1.54
85—105	0.076	0.007	0.001	Нет	0.074	0.0001	0.003	0.004	0.03	—	1.88	—	1.91	1.32	0.33	0.28	1.55
105—130	0.091	0.008	0.0003	»	0.092	0.0001	0.002	0.002	0.02	—	2.27	—	2.28	1.92	0.21	0.17	1.50
130—150	0.107	0.007	0.0003	»	0.104	0.0001	0.001	0.002	0.02	—	2.50	—	2.51	2.22	0.16	0.13	1.47
150—170	0.120	0.010	0.003	0.001	0.106	0.0001	0.0002	0.003	0.12	0.04	2.56	—	2.72	2.47	0.03	0.22	1.47
170—190	0.143	0.012	0.009	0.010	0.102	0.0001	0.0005	0.002	0.33	0.28	2.32	—	2.93	2.75	0.06	0.13	1.39
190—210	0.167	0.011	0.013	0.027	0.097	0.0001	0.002	0.003	0.52	0.77	2.16	—	3.45	3.08	0.22	0.18	1.37
210—230	0.262	Не опр.	0.021	0.081	0.078	Нет	0.004	0.006	0.82	2.30	1.74	—	4.86	3.98	0.44	0.44	1.36
230—250	0.279	»	0.024	0.086	0.077	»	0.005	0.006	0.93	2.40	1.70	—	5.04	4.12	0.53	0.39	1.35
250—270	0.305	»	0.028	0.098	0.086	»	0.005	0.007	1.07	2.75	1.90	—	5.72	4.67	0.58	0.46	1.35
270—290	0.314	»	0.032	0.104	0.080	»	0.006	0.008	1.23	2.92	1.77	—	5.91	4.75	0.65	0.53	1.35
290—310	0.458	»	0.029	0.223	0.074	»	0.015	0.019	1.09	6.18	1.63	—	9.00	6.06	1.66	0.31	1.35
310—330	0.326	»	0.042	0.103	0.080	»	0.005	0.007	1.61	2.90	1.78	—	6.29	5.21	0.59	0.49	1.35
330—350	0.323	»	0.045	0.101	0.069	»	0.005	0.007	1.73	2.85	1.53	—	6.10	5.16	0.51	0.45	1.35
350—370	0.327	»	0.046	0.100	0.068	»	0.004	0.005	1.77	2.81	1.51	—	6.09	5.32	0.42	0.34	1.35
370—390	0.329	»	0.046	0.096	0.071	»	0.004	0.006	1.78	2.71	1.57	—	6.08	5.16	0.45	0.49	1.35
390—410	0.317	»	0.047	0.094	0.070	»	0.004	0.009	1.82	2.66	1.54	—	6.02	4.63	0.45	0.96	1.35
410—430	0.301	—	0.046	0.093	0.067	»	0.005	0.005	1.77	2.61	1.49	—	5.86	5.02	0.51	0.31	1.35

горизонтов по механическому составу в них, однако, не наблюдается. Не найдено также заметных количеств поглощенного Na.

Мы вместе с рядом других авторов считаем, что уплотненность карбонатных горизонтов в темнокаштановых почвах обязана именно карбонатам



Фиг. 3. Разрез № 1714 (Красный Кут). Солевой профиль.

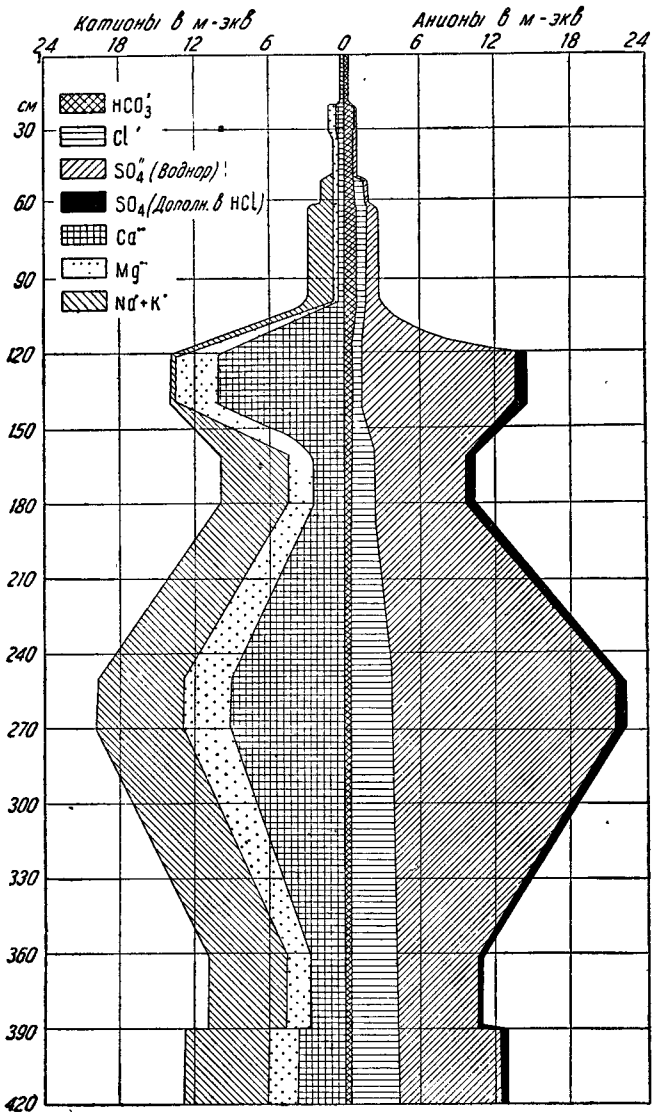
вследствие некоторой цементирующей их роли при переходе из бикарбонатов в нормальные карбонаты. Участие в этом процессе растворимых силикатов еще не доказано.

Характер солевых профилей различных темнокаштановых почв по водорастворимым солям представлен на фиг. 3, 4, 5 и 6.

Данные для Ершова сведены в табл. 16 и 17.

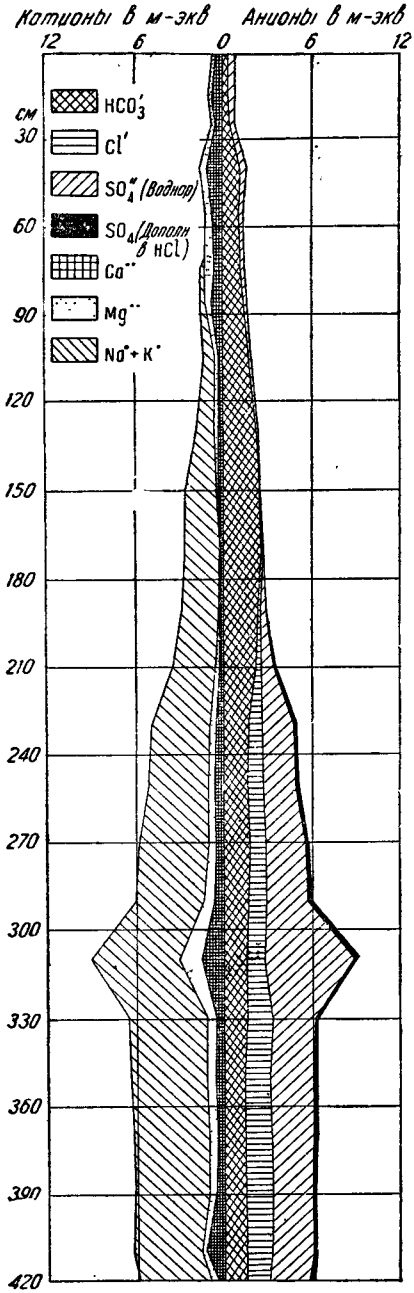
Мы лишены возможности привести литературные данные, характеризующие солевой профиль темнокаштановых почв других областей и стран, так как просмотренный нами аналитический материал страдает, если можно

так выразиться, элементарной неполнотой; в большинстве случаев авторы ограничивались определением в водной вытяжке, не доведенной до равновесия, а лишь после трехминутного взбалтывания, только анионов, вовсе не касаясь определения катионов (хотя бы Ca и Mg).



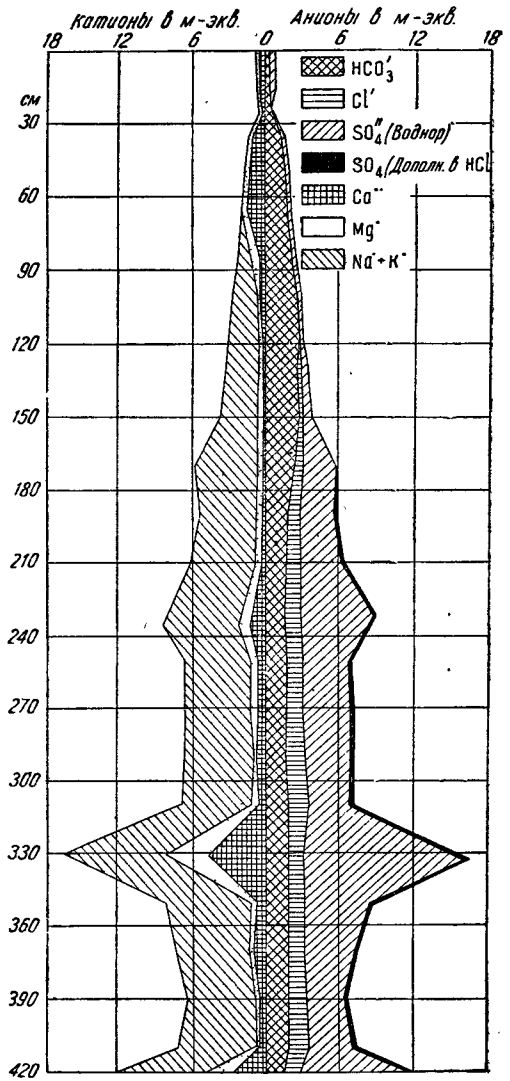
Фиг. 4. Разрез № 36 (Алтата). Солевой профиль.

Понятно, что такой материал для ответственных заключений о генезисе почв сухих степей дает не много. Более полные опубликованные материалы касаются лишь верхней части почвенного профиля — до глубины в лучшем случае 100—150 см. В предыдущем нашем анализе мы пытались показать, что толща темнокаштановых почв (в условиях глубокого залегания грунтовых вод), затронутая почвообразовательным процессом, достигает не меньше 200 см. Таким образом, для надлежащей характеристики солевого профиля темнокаштановых почв необходимо анализировать толщу не менее



Фиг. 5. Разрез № 26 (Ершов). Солевой профиль.

3—4 м. Само собою разумеется, в случаях развития их в условиях с близким залеганием грунтовых вод (5—10 м), в состав почвенно-грунтового профиля должна быть вовлечена вся толща, включая и грунтовые воды.



Фиг. 6. Разрез № 27 (Ершов). Солевой профиль.

В солевом профиле рассматриваемых почв можно отметить характерную (понятную с генетической точки зрения) следующую зональность: 1) верхняя собственно почвенная зона — до глубины 90—100 см — характеризуется господством в почвенном растворе бикарбонатов кальция и магния и практически полным отсутствием карбонатов щелочных катионов; 2) вторая зона, 100—150 см, является зоной преобладания бикарбонатов и отчасти

карбонатов щелочных катионов и меньше щелочноземельных, причем соотношение между первыми и последними составляет около 10 : 1, абсолютные количества первых не превышают 2 м-экв. на 100 см³ почвы. При этих обстоятельствах о возможности развития солонцовых процессов (конечно, в условиях орошения) трудно говорить, тем более, что существующий состав обменных катионов не показывает значительного участия в нем поглощенного натрия; 3) третью зону составляют сульфаты и хлориды, количество которых постепенно повышается до глубины 240—250 см, где намечаются признаки образования первого (повидимому, современного) солевого иллювиального горизонта; второй (вероятно, реликтовый) иллювиальный солевой горизонт обнаруживается на глубине 300—350 см. [1] Для аккумуляции солей в первом иллювиальном горизонте вполне достаточно было их содержание в первоначальной породе над этим слоем.

Соотношения щелочных катионов с щелочноземельными в зоне сульфатов и хлоридов составляют от 80 : 20 до 50 : 50, т. е. опять-таки свидетельствуют о мало благоприятных условиях для развития солонцеватых свойств грунта в рассматриваемой зоне. Абсолютные количества воднорастворимых солей в этой зоне относительно невелики (до 0.33%). [2]

Развитие обрисованных зон в солевом профиле темнокаштановой почвы представляется в следующем виде: элювиальный процесс, постепенно вмывая в почвенно-грунтовую толщу первоначально содержавшиеся в последней растворимые соли, одновременно вызывал переход части гипса в карбонат кальция, части сульфатов магния в карбонат магния, с параллельным образованием из продуктов гидролиза минералов сульфата щелочных катионов.

Схематически эти процессы можно представить в следующем виде:

1) Материнская порода содержит $CaCO_3$, $CaSO_4$, $MgSO_4$, NaCl, Na_2SO_4.

2) В результате первых стадий промывания (почвообразования) удаляются воднорастворимые соли; попутно катионы их могут адсорбироваться нижележащими слоями породы.

В результате имеем: материнскую породу с $CaCO_3$, $CaSO_4$, частично $MgSO_4$.

3) Появление органического вещества вызывает обогащение почвенного раствора углекислотой, гидролиз первичных минералов усиливается, происходит образование щелочных карбонатов и бикарбонатов; взаимодействие последних с сульфатами магния и кальция приводит к обогащению верхней части почвенного профиля карбонатами последних. Сульфаты натрия промываются вглубь.

4) Дальнейший гидролиз минералов, распад органических остатков ведет к частичному образованию свободных бикарбонатов щелочных металлов, которые и аккумулируются в специальной зоне (100—150 см). Но этот процесс чрезвычайно медленный и компенсируется биологической аккумуляцией (действительной на всех стадиях почвообразования) элементов в верхней почвенной толще.

Таким образом, при тех конкретных соотношениях солей в первоначальной материнской породе рассмотренной нами темнокаштановой почвы, для нас ясно, что не могла иметь места солонцовая стадия почвообразования,

[1] В случае разрезов № 36 и 1714 первый иллювиальный солевой горизонт намечен несколько выше.

[2] В разрезах № 36 и 1714 значительно больше.

которую некоторые авторы (В. В. Геммерлинг, 1936) считают обязательной ступенью развития всех степных почв.

В тех же сыртовых условиях Нижнего Поволжья нами описаны примеры темнокаштановых почв, развитых на различных по степени первичной засоленности сыртовых глинах. Характер солевых профилей этих почв вполне гармонирует с только-что приведенным критическим анализом материалов [см. разрезы № 36 (Алтата) и 1714 (Красный Кут) на фиг. 3].

7. Формы соединений фосфора, калия и азота

Главными элементами малого биологического круговорота являются, конечно, фосфор, азот и калий. Они поэтому и определяют агрономическую оценку разновидностей темнокаштановых почв. Подвижные формы соединений этих элементов подвержены сезонным колебаниям в связи с ходом биохимических процессов в почве и с фазами развития растительности.

Как мы видели выше, валовое содержание P_2O_5 в темнокаштановых почвах как по нашим данным, так и по американским исследованиям колеблется около 0.06—0.15%. Собственно подвижных форм P_2O_5, переходящих в 0.2 $n HNO_3$, темнокаштановая почва Ершова в горизонте 0—15 см содержит 17.9 мг (или 0.0179%), в горизонте 15—30 см 18.2 мг (или 0.0182%), т. е. в 1.5—2 раза меньше, чем в некоторых черноземных почвах (например, из Каменностепной опытной станции). Минералогический анализ показал, что запасы фосфора в исследованной темнокаштановой почве связаны с апатитом. Поэтому является вполне понятной повышенная нуждаемость культур на этих почвах в фосфорных удобрениях, что особенно резко выражено в условиях орошения. С другой стороны, внесенные в значительных дозах фосфаты даже в условиях орошения полностью фиксируются в том же горизонте, куда они внесены, не теряя, однако, своей растворимости в 0.2n HNO_3.

Валовое содержание калия в наших темнокаштановых почвах значительно. Калий по преимуществу связан со слюдой, количество которой, согласно данным минералогических исследований (микроскопическим и рентгенографическим методом), во всех гранулометрических фракциях почвы значительно.

Кривые дезадсорбции показывают, что величины обменного калия несколько понижены в верхних горизонтах (около 0.4—0.5 м-экв. в 100 г почвы), значительны в нижних (около 1—1.5 м-экв. в 100 г почвы). Подобно фосфатам, внесенные в почву соли калия в условиях орошения полностью адсорбируются обрабатываемыми слоями почвы. Поэтому вопрос о способах внесения и формах этих двух видов удобрений является одной из существенных агротехнических задач как неорошаемого, так и орошаемого земледелия.

Валовое содержание азота в темнокаштановых почвах не выходит за пределы 0.1—0.2% и находится в зависимости от содержания в них гумуса, причем отношение C : N остается характерным, как и для черноземов (10—13). Входя в состав сложных молекул белковых веществ и гуминовых соединений, азот гумуса образует относительно прочные малоподвижные соединения. Специальные исследования форм азотистых соединений в темнокаштановой почве Ершова приведены в табл. 18.

Таблица 18

Гидролизуемые формы азота в темнокаштановой почве № 26, 1934
(По анализам М. М. Кононовой и А. А. Лазарева)

Глубина (в см)	Валовое содержание N (в %)	От валового содержания перешло в гидролизат (в %)			Примечание
		$1_n H_2SO_4$	80% H_2SO_4	не гидролизовалось	
1—12	0.189	18	31.8	31.8	Сумма не равна 100. Расхождения обязаны применению различных методов определения азота в различных фракциях, вследствие неучета азота в промывных водах после гидролиза.
15—25	0.168	16	32.8	34.5	
25—35	0.151	—	—	50.0	
40—50	0.140	10.7	24.4	51.4	
50—60	0.126	10.3	26.1	49.2	

Сравнение данных табл. 18 с результатами соответствующих исследований над черноземами опять-таки подтверждает значительную близость этих двух видов почв между собою. Характерно уменьшение гидролизуемой в H_2SO_4 фракции азота с глубиной профиля темнокаштановой почвы, что свидетельствует о том, что в подпахатных горизонтах исследованных почв азот находится в более стойких соединениях.

Уже на основании этих данных можно было бы говорить о потребности культур на этих почвах в азотистых удобрениях, особенно в условиях орошения. Необходимо остановиться еще на рассмотрении процессов нитрификации азота в темнокаштановых почвах как одной из существенных черт данного типа почвообразования, обеспечивающего соответствующие гидротермические условия, аэрацию, питательный субстрат для нитрифицирующих бактерий.

Само собой разумеется, что количество нитратов в темнокаштановых почвах в условиях неорошаемого земледелия колеблется в широких пределах в зависимости от агротехники, культур и пр. По данным Краснокутской опытной станции (1935), наблюдаются следующие колебания в содержании нитратов (в миллиграммах на 1 кг почвы) (табл. 19).

С глубиной почвы количество нитратов, естественно, уменьшается, но в условиях даже ярового клина прослежено наличие нитратов до глубины 60 см и больше (от 1 до 4 мг в 1 кг почвы), в паровых условиях нитраты определены на глубине 80—100 см (от 1 до 13 мг в 1 кг почвы).

Таким образом, надо подчеркнуть, что по нитрификационным свойствам в неорошаемых условиях темнокаштановые почвы вполне подобны черноземам.

В условиях же орошения на Ершовском почвенно-мелиоративном стационаре количество нитратов на неудобренных делянках в паровых условиях достигало в слое 0—50 см от 5 до 60 мг на 1 кг почвы, в слое 50—100 см <5 мг на 1 кг почвы.

Одновременно с нитратами определены в тех же условиях весьма значительные количества поглощенного аммония: в слое 0—50 см от 15 до 60 мг на 1 кг почвы; в слое 50—100 см от 5 до 30 мг на 1 кг почвы.

Таблица 19

Колебания в содержании нитратов в почвах Краснокутской опытной станции (в мг на 1 кг почвы)

Наименование угодий	1926 г.		1927 г.	
	от	до	от	до
1) Естественная залежь:				
в горизонте 0—25 см	0.9	4.3	Следы	1.0
» 25—50 »	0.0	2.3	0.0	5.0
2) Житняковая залежь:				
в горизонте 0—25 см	0.8	3.6	0.0	1.8
» 25—50 »	0.0	Следы	0.0	0.0
3) Пар после оборота житнякового пласта:				
в горизонте 0—25 см	12.6	34.3		
» 25—50 »	5.7	18.0		
4) Пар черный:				
в горизонте 0—25 см	4.5	27.6	13.3	35.3
» 25—50 »	5.0	9.8	5.3	16.2

Под культурой пшеницы в тех же условиях количество нитратов за весь вегетационный период не превышало в слое 0—100 см 5 мг на 1 кг почвы. Что же касается поглощенного аммония, то его количества были того же порядка, что и на паровой делянке.

В условиях удобрения сернокислым аммонием и орошения, понятно, все эти процессы оказались весьма энергичными.

8. Физические свойства темнокаштановой почвы

Так как в естественном своем строении каждая почва представлена рядом сменяющих друг друга определенных горизонтов, как мы выше видели, характеризующихся совокупностью присущих им химических и механических свойств, обязанных, в свою очередь, почвообразовательному процессу, то эти же горизонты и вся почва в целом обладают определенными физическими свойствами. Являясь следствием почвообразовательного процесса, они влияют на дальнейшее его направление. Например, коагуляция глинистых частиц почвы электролитами, взаимодействие органического вещества с минеральной частью почвы и другие обусловливают образование характерной структуры почв. Оптимальные условия структурного состояния почвы повышают ее водопроницаемость и способствуют процессам выноса солей из почвенного профиля. Интенсивность аэробных биохимических процессов также находится в прямой зависимости от структурности почв.

Поэтому нам представляются существенными даже такие простые данные о физических свойствах почвы, как объемный вес, удельный вес твер-

дой фазы, пористость, максимальная гигроскопичность и некоторые другие свойства, которые позволяют делать необходимые для практических целей расчеты, одновременно характеризуя общие свойства почв данного типа почвообразования (табл. 20).

Таблица 20

Основные физические свойства темнокаштановых почв сыртового Заволжья

Глубина (в см)	Объемный вес	Удельный вес	Пористость	Максимальная гигроскопическая вода	Полевая влагоемкость		Максимальная молекулярная влагоемкость
					в весовых %	в объемных %	
5— 10	1.20	2.60	58.5	11.40	36.2	45.4	16.6
15— 20	1.19	2.64	56.0	11.36	33.7	40.1	—
25— 30	1.31	2.68	54.2	13.06	29.4	38.5	18.0
35— 40	1.42	2.66	46.6	—	24.1	34.2	—
55— 60	1.50	2.68	44.0	14.55	23.2	34.8	16.4
70— 75	1.54	2.64	41.7	—	21.3	32.8	—
90— 95	1.55	2.64	41.3	—	19.6	30.4	—
120—125	1.50	2.70	44.5	15.27	—	—	17.3
140—145	1.47	2.72	46.0	—	—	—	—
155—160	1.47	2.67	45.3	—	—	—	—
180—185	1.39	2.66	47.7	—	—	—	—
190—200	1.37	2.65	48.3	—	—	—	—
220—225	1.36	2.66	48.9	18.5	—	—	—
235—240	1.36	2.66	49.2	—	—	—	—

Из данных табл. 20 видно, что масса гумусового горизонта темнокаштановой почвы, по сравнению с нижележащими, отличается рыхлым сложением. В сравнении с черноземами, понятно, эта рыхлая часть почвенного профиля по глубине меньше (25—30 см). Ниже выделяется плотный карбонатный слой, простирающийся примерно до 125 см. Соответственно этому сверху вниз снова повышается величина объемного веса, потом она вновь несколько падает, и, наоборот, сначала уменьшается величина пористости почвы и ниже карбонатного слоя она вновь повышается. Такая тройная зональность, характерная и для водных свойств почвы, вполне гармонирует с изложенными выше химическими свойствами почвы.

9. Темнокаштановая почва как одна из стадий почвообразования

Исходя из статически и отчасти динамически установленных и изложенных выше данных о составе и свойствах темнокаштановой почвы, можно считать, что наиболее типичными ее признаками являются те же самые свойства, которые присущи черноземам, особенно южным их разновидностям, но с размещением этих свойств в более укороченном профиле, каковы:

1) характерный гумусовый профиль с более или менее темной (темнокаштановой) окраской, большим содержанием гуминовых соединений в составе органического вещества, с содержанием последнего от 3 до 4.5%, с прочной микроструктурой и более слабой, чем в черноземах, макроструктурой;

2) трехзональный солевой профиль, характеризующийся сверху вниз господством в почвенном растворе бикарбонатов и карбонатов щелочноземельных элементов, далее частичным присутствием бикарбонатов и кар-

бонатов щелочных катионов и глубже господством сульфатов и хлоридов обеих групп металлов;

3) более резко выраженный, чем в черноземах, уплотненный карбонатный слой, достигающий большой мощности (до 120 см глубины);

4) насыщенность почвы обменными основаниями, главным образом Ca и Mg, обусловливающая нейтральную и слабощелочную реакцию почвенного раствора. Незначительные количества обменного натрия, не могущие вызвать солонцовых свойств почвы;

5) устойчивая однородность количества (фракции частиц $< 2\mu$), качества (петрографический состав) и химического состава силикатной части по всему профилю почвы;

6) однородность состава коллоидной фракции почвы, характеризующегося постоянным молекулярным отношением кремнезема и полуторных окислов. По данным рентгенографических исследований эта фракция состоит из монтмориллонита и мусковита и является в основном наследием материнской породы.

Образование темнокаштановых почв является элювиальным процессом, характеризующимся главным образом:

а) выносом воднорастворимых солей из верхней двухметровой толщи почвогрунта и аккумуляцией их в нижних слоях (в иллювиальных солевых горизонтах);

б) началом процессов гидролиза первичных минералов с образованием щелочных и щелочноземельных карбонатов в результате взаимодействия продуктов гидролиза с CO_2 (результат разложения органического вещества почвы). Эта стадия процесса почвообразования обусловливает оформление, вместе с остаточными карбонатами породы, значительной карбонатной толщи в профиле почвы;

в) кроме процессов гидролиза, причиной образования щелочноземельных и щелочных карбонатов в верхних горизонтах почвы является малый биологический круговорот вещества, обусловливающий аккумуляцию последних вместе с гумусом в верхних горизонтах почвы.

Все изложенное заставляет рассматривать процессы образования темнокаштановых почв как одну из стадий черноземного типа почвообразования, причем скорее как одну из предшествующих стадий, а не последующих. Сдвиг климатических условий развития этих почв в несколько гумидную сторону неизбежно приблизил бы их к черноземообразованию.

В качестве переходных форм темнокаштановых почв надо рассматривать чаще, чем в черноземной зоне, встречающиеся солонцеватые их разности, генезис которых обязан, главным образом, предшествующей почвообразованию истории материнских пород.

ЛИТЕРАТУРА

(Перечислены основные сводные работы, в которых имеются указания на отдельные статьи)

Антипов-Каратаев И. Н. Тр. Ком. по ирригации Академии Наук СССР, вып. 1, 1933.

Антипов-Каратаев И. Н. Коллоидный журнал, вып. 3 и 4, 1935.

Архангельская Н. А. Опыт классификации цветов почв. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, вып. 6, 266—268, 1932.

Высоцкий Г. Н. Эвапорометрические коррелятивы, пульсивность и диспульсивность грунтовых вод. Почвоведение, 3—4, 1929.

Геммерлинг В. В. О генезисе почв степного типа почвообразования. Почвоведение, 4, 530—540, 1936.
Герасимов И. П. К вопросу о классификации и терминологии почв Казахстана и равнин Средней Азии. Почвоведение, 3, 1931.
Герасимов И. П. О почвенно-климатических фациях равнин СССР и прилегающих стран. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, 8, в. 5, 1933.
Димо Н. А. Почвы земельного участка Саратовской опытной станции, 1913.
Димо Н. А. и Келлер Б. А. В области полупустыни. 1907.
Докучаев В. В. К вопросу о переоценке земель Европейской и Азиатской России. Сельскохозяйственный журнал. М., октябрь 1898.
Иванова Е. Н. Очерк почв южной части Подуральского плато и прилегающих районов Прикаспийской низменности. Материалы особого Комитета по исслед. союзных и автономных республик, вып. 14, 1928.
Иванова Е. Н. и Роде А. А. Почвы Муголжарских гор и прилегающих равнин. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, т. X, вып. 8, 1934.
Кононова М. М. Влияние обменных оснований на процессы разложения органического вещества в почвах. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, т. 14, 1937.
Лазарев А. А. и Кононова М. М. Характеристика органического вещества в темнокаштановых почвах. Тр. Ком. по ирригации Акад. Наук СССР, вып. 10, 1927.
Ливанов К. В. Водные запасы каштановой почвы в Заволжье. Метеорология и гидрология. № 8, М., 1936.
Морозов С. С. Механический и химический состав некоторых лёссов Европейской части СССР и генетически им близких пород. Почвоведение, 2. М., 1932.
Основные результаты работ по агротехнике за 1929—1932 гг. Краснокутской опытной станции. Изд. Краснокут. оп. станции, Энгельс, 1935.
Позныше в О. С. Испарение и его связь с минералогическими факторами, Тр. Ком. по ирригации Акад. Наук СССР, вып. 10, 1937.
Прасолов Л. И. Астраханский край. Почвы. Госиздат, Петрогр., 1921.
Прасолов Л. И. Почвы Туркестана, Изд. К. Э. И. Акад. Наук СССР, 1926.
Прасолов Л. И. Южное Забайкалье. Изд. Акад. Наук СССР, 1927.
Прасолов Л. И. Почвы юго-западной части сыртовой области Заволжья. Тр. Ком. по ирригации Акад. Наук СССР, вып. 7, 1936.
Прасолов Л. И. и Антипов-Каратаев И. Н. О солонцеватых каштановых почвах Ергеней и о методике определения солонцеватости. Труды Почв. инст. Акад. Наук СССР, вып. 34, 1930.
Роде А. А. О химическом составе механических фракций в нескольких почвах подзолистого и подзолисто-болотного типов, Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, 8, вып. 3, 1933.
Труды Ком. по ирригации Акад. Наук СССР, вып. 9, 1936.
Труды Ком. по ирригации Акад. Наук СССР, вып. 10, 1937.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА

В. А. КОВДА

СОЛОНЦЫ

I. КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ СОЛОНЦОВ

Уже В. В. Докучаев в своей классификации различал солонцы и «белясые» почвы, распространенные пятнами среди черноземов и каштановых почв степей Восточноевропейской равнины (1898).

Первое же исчерпывающее описание специфической морфологии солонцового профиля и солевых горизонтов дано было П. А. Земятченским (1894).

Выщелоченность верхней части профиля солонцов, обособление поверхностного светлого обогащенного кремнеземом горизонта и накопление полуторных окислов в столбчатом горизонте дали основание П. А. Земятченскому рассматривать солонцы как образования, близкие к подзолистым почвам.

Это сближение солонцового процесса и подзолообразования удерживается в представлениях исследователей (Сибирцев, К. Д. Глинка, Н. А. Димо) длительное время и по существу представляет первый период в изучении солонцов.

К этому периоду относится накопление большого фактического материала о солонцах и их морфологии в различных географических областях: К. Д. Глинка (1894) описывает солонцы в б. Полтавской губернии; Н. А. Гордягин (1900) дает обстоятельный обзор солонцов Западной Сибири и устанавливает их идентичность с «Alkali soils» Hilgard'a в Америке; В. С. Богдан (1900) исследует солонцы Прикаспийской равнины и впервые показывает зависимость распределения солонцов и опресненных почв от микрорельефа. Далее А. Остряковым (1901) и позже С. С. Неуструевым и Бессоновым (1902) и Л. И. Прасоловым и С. С. Неуструевым (1904) солонцы установлены в степях Заволжья, а широкое распространение солонцов в Барабинской и Кулундинской степях в этот же период доказано Г. И. Танфильевым (1902).

Термин «структурные солонцы», предложенный Гордягиным (1900), как характеризующий наиболее яркий внешний признак, удерживается в специальной литературе надолго. Некоторые почвоведы обозначали, например, солонцы как «структурные почвы» (Прасолов и Неуструев, 1904; Неуструев и Бессонов, 1909). Название же «структурный серозем», относящееся к солонцеватым сероземам Средней Азии, введенное С.С. Неуструевым, употребляется еще и теперь.

Разделение засоленных почв на структурные и бесструктурные вошло в сводки К. Д. Глинки и через него в международную почвенную литературу, в частности и в венгерскую (Sigmond, 1930).

Широко распространенное ныне название «столбчатый солонец» появилось в почвоведении после исследований Танфильева и заменило название «структурный солонец», «структурные почвы».

Несмотря на аналогизирование солонцового процесса с подзолообразованием, все же генезис солонцов, начиная с Танфильева и Гордягина, все больше становится в связь с присутствием в них соды. Уже В. С. Богдан (1900) объясняет возникновение уплотненного горизонта в солонцах растворением перегноя в присутствии соды.

Однако наиболее решительный переход от аналогий с подзолообразованием наблюдается впервые в работах Неуструева и Бессонова (1902) и позже Прасолова и Неуструева (1904). Отступая от трафарета, эти почвоведы объясняют образование уплотненного иллювиального структурного горизонта вымыванием илистых минеральных частиц просачивающимися атмосферными водами, приписывая большую роль в явлениях цементации уплотненного горизонта кремнекислым соединениям.

Одновременно П. С. Коссович (1903), также отличая солонцовый процесс от подзолистого, объяснил образование обогащенного кремнекислотой верхнего и полуторными окислами нижнего горизонтов щелочным выветриванием алюмосиликатных минералов в присутствии соды, с выпадением аморфной кремнекислоты и вмыванием R_2O_3 вниз.

Работами Неуструева, Прасолова, Бессонова и Коссовича открывается второй период в изучении солонцов — период выделения их в самостоятельный тип почвообразования.

Несмотря на это, крупные исследователи солонцового процесса, например Н. А. Димо (1907), продолжали рассматривать солонцовый процесс как степное подзолообразование вплоть до 1907 г., горячо полемизируя со своими теоретическими противниками.

К объяснению генезиса солонцов по мере их дальнейшего изучения начинает все больше привлекаться участие грунтовых вод и их солей. Это прослеживается как в работах Н. А. Димо (1907) и К. Д. Глинка (1913), так и других исследователей. В общих классификациях почв солонцы занимают место почв временно избыточного увлажнения.

На ряду с классификациями солонцов по чисто морфологическим признакам, предложенным Н. А. Димо и разделявшимся К. Д. Глинкой и другими (корковые, корково-столбчатые, столбчатые, глубокостолбчатые, призматические, глыбистые и т. д.), солонцы, начиная с Н. А. Димо, классифицируются по химическому составу солей в их профиле и приуроченности их к тем или иным зонам. К 1914 году в обзорной сводке засоленных почв России (1913) Н. А. Димо устанавливал, что засоленные почвы и, в частности, солонцы различных форм распространены в самых различных широтах Европейской и Азиатской России, начиная от Якутской низменности, Забайкалья, области тайги и вековой мерзлоты и кончая южными районами Туркестана.

Нужно сказать, что огромную роль в подготовке фактического материала для такого обзора сыграли большие почвенные экспедиции Переселенческого управления, начиная с 1906 г.,и, в частности, исследования Прасолова, Емельянова, Доленко, Хаипского, и др.

Н. А. Димо разделяет солонцы на содовые — черноземных и таежных областей, хлоридно-сульфатные — областей каштановых и темнокаштановых почв и сульфатно-хлоридные — областей полупустыни.

Эти работы необходимо отметить, как начинающие новый период в развитии учения о солонцах — период систематики и классификации солонцов, выделенных уже в особый тип почвообразования.

В этот же период зарождаются первые представления об эволюции солонцов.

Так, К. Д. Глинка и Н. А. Димо рассматривают корковые (обычно богатые солями) солонцы как результат их засоления поднимающимися грунтовыми водами. Солонцы, по общему мнению, могут деградировать в случаях их расположения в депрессиях.

Однако проблема происхождения солонцов из солончаков еще остается нерешенной.

Впервые этот вопрос был поставлен в 1900 г. Выдриным и Ростовским, которые на основании результатов исследований на Алтае пришли к мысли, что бесструктурные солонцы путем выщелачивания переходят в затвердевшие с поверхности солонцы. Это предположение, отвергнутое Гордягиным (1900), осталось забытым.

И лишь классические исследования К. К. Гедройца с 1912 г. открыли новую страницу в познании солонцов, доказав их образование из натриевых солончаков при рассолении и связав происхождение солонцового уплотненного горизонта с явлением пептизации насыщенных обменным натрием коллоидов, частичным их распадом и вмыванием в нижние горизонты из поверхностных.

Воззрения К. К. Гедройца, развитые и многократно подтвержденные экспериментально (1912), оказали решающее влияние на весь последующий этап.

В. Г. Касаткин в исследованиях вдоль б. Троицкой железной дороги (1915) перенес представления К. К. Гедройца в географию засоленных почв, что дало плодотворные результаты в познании образования и развития солонцов.

Именно вокруг генезиса засоленных почв начинают развиваться эволюционные воззрения на почвообразование.

Морфологические и химические типы солонцов, выведенные в свое время Н. А. Димо, в зональном аспекте в известной монографии Д. Г. Виленского (1924) рассматриваются уже как последовательные стадии эволюции.

Тогда же и позже в других работах Д. Г. Виленский (1924, 1927, 1935) вводит понятие реградации солонцов, т. е. эволюции их от рассоления в сторону засоления под влиянием общего или местного поднятия базиса эрозии.

Исследования К. К. Гедройца, вместе с тем, подвели прочную научную базу под мелиорацию солонцов, обосновав как необходимость замещения обменного натрия кальцием, так и расчеты количеств мелиорирующих веществ. Западноевропейские (Sigmond, Arany) и американские (Kelley) исследователи солонцов также примкнули к воззрениям Гедройца.

В дальнейшем теория Гедройца получила подтверждение в полевых экспериментах Д. Г. Виленского (1930) с искусственным засолением почв в Украинской ССР.

Но особенной проверкой явились полевые и вегетационные опыты по мелиорации солонцов в СССР (исследования Н. В. Орловского (1934).

А. М. Можейко (1935/36), И. Н. Антипова-Каратаева (1936), Г. А. Маландина (1935), Е. И. Ратнера (1936) и др.), в Венгрии (Sigmond, 1936; Herke, 1929; Arany, 1929) и в Америке (Kelley, 1933; Hibbard, 1925).

Надо все же отметить, что развитие и углубление общепризнанных идей К. К. Гедройца к настоящему моменту столкнулось с необходимостью перейти от физико-химических исследований одного лишь солонцового горизонта к изучению всего профиля солонца, включая грунтовую воду, солевые горизонты и режим солей и влаги в профиле солонца и грунтовой воде. Новые задачи возникли в связи с запросами орошения в земледелии СССР в 1931—1936 гг. В связи с этим вводится систематическое изучение солевых профилей различных солонцов, стационарные наблюдения за режимом солонцов в полевых условиях.

Исследования этого типа проводились Е. Н. Ивановой и И. П. Герасимовым на солонцах Кулундинской степи (1934), И. Н. Антиповым-Каратаевым в сыртовом Заволжье, а пишущим эти строки — в нижнем и среднем Заволжье и Каспийской равнине (В. А. Ковда, 1936).

Применение новой методики позволило пойти к дальнейшему углублению наших знаний о генезисе, режиме и производственных свойствах солонцов.

Таким образом, в истории изучения солонцов можно выделить пять периодов развития наших представлений об их природе, свойствах и эволюции.

Эти периоды условны и часто переплетались, заходя один за другой. В противоречиях, полемике, увлечениях одной из сторон, восходящей прямой и сложными зигзагами шла мысль исследователей солонцового процесса вперед, приведя нас к сегодняшним дням и оставив еще больше для работы будущего.

На этом сложном пути должна быть отмечена особо фигура акад. К. К. Гедройца, так рано умершего, но благодаря возможностям, созданным Великой октябрьской социалистической революцией, сделавшего в познании и мелиорации солонцов так же много, как и во всех вопросах почвоведения и агрохимии, которых он касался.

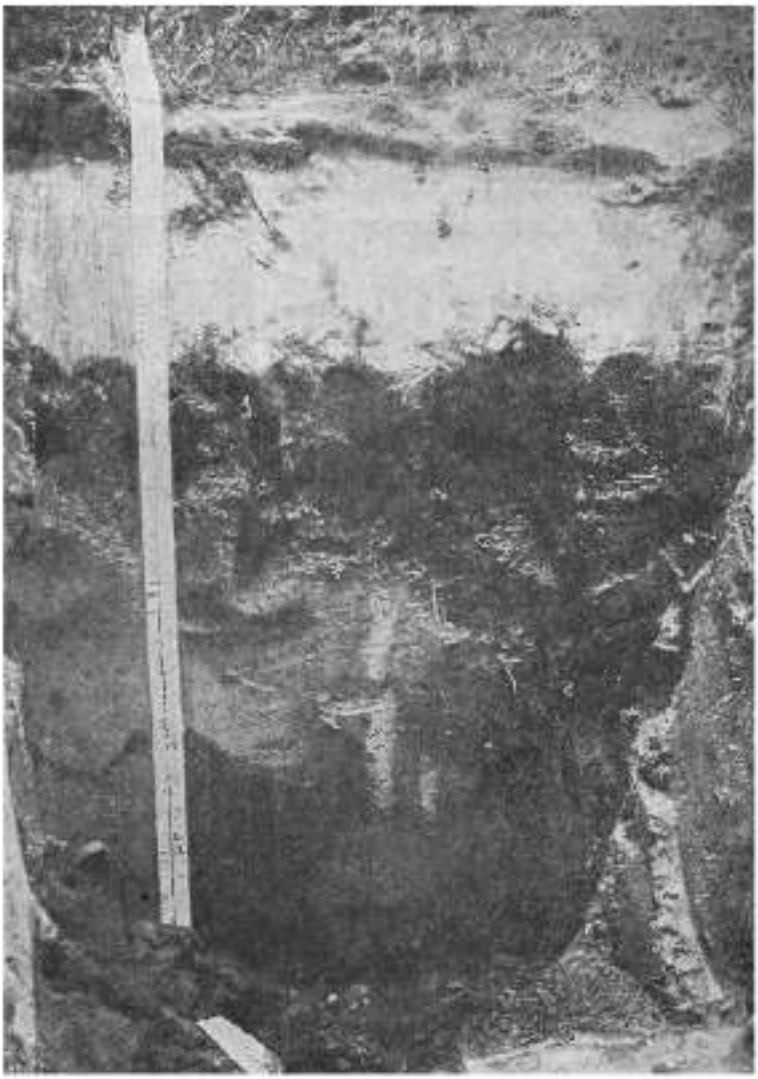
II. ПОНЯТИЕ О СОЛОНЦОВОМ ПРОЦЕССЕ И СОЛОНЦАХ

Солонцы отличаются исключительно своеобразным и ярким морфологическим профилем, не повторяющимся ни в каких других почвах. Основные особенности профиля типичных солонцов заключаются прежде всего в верхних двух горизонтах — элювиальном и иллювиальном.

Элювиальный горизонт, окрашенный в серые тона различных оттенков, характеризуется слоистой плитчатой структурой той или иной выраженности и относительно облегченным механическим составом. Мощность этого горизонта может варьировать в солонцах различных типов, возрастая в одних случаях до 20—25 см и сокращаясь в других до корочки в несколько сантиметров. Нижние части элювиального горизонта часто окрашены, в сравнении со всем поверхностным слоем, в наиболее светлые тона.

Иллювиальный горизонт в типичных случаях резко отграничен от элювиального; он обычно окрашен темнее и отличается коричневыми оттенками. Наиболее яркой его особенностью является, кроме того, уплотненность и призмовидная либо столбчатая структура. Мощность и выраженность этого горизонта не одинакова в различных солонцах. Изменчива и его со-

леносность. Есть случаи, когда карбонатные и гипсовые выделения и налеты легкорастворимых солей находятся в самом столбчато-призматическом горизонте (фиг. 1). Обычно же максимум солевых скоплений с различной последовательностью солей относительно друг друга располагается



Фиг. 1. Солонец у д. Пожитной. Терраса-делювий в устье Днепра.

ниже столбчатого и уплотненного горизонта и составляет в профиле солонца следующий горизонт — третий.

Солонцы с выраженными и близкими к поверхности солевыми скоплениями имеют близкий (4—8 м) уровень грунтовых вод, в направлении к которым количество солей уменьшается. Солонцы же, имеющие горизонты которых от легкорастворимых солей и гипса освобождены, характеризуются залеганием грунтовых вод на глубине 15—20 м и больше.

Таков в общих чертах облик профиля солонцов, не нарушенных длительной обработкой или орошением.

Изучение профиля солей в солонцах показало также картину, не повторяющуюся в других почвах.

Поверхностный горизонт оказывается почти всегда выщелоченным как от легкорастворимых солей, так и от карбонатов.

Столбчатый горизонт солонцов также характеризуется невысоким содержанием солей, однако в нем всегда обнаруживается повышенное в сравнении с остальным профилем количество карбонатов или бикарбонатов щелочей. Есть в то же время случаи, когда в столбчатом горизонте обнаруживается заметное количество сульфатов и хлоридов. Максимальное скопление, как это уже отмечено при рассмотрении морфологии солонцов, карбонатов, сульфатов и хлоридов аналитически установлено в подстолбчатых горизонтах солонцов.

По профилю количество солей в солонцах с близкими грунтовыми водами постепенно убывает с глубиною. В солонцах же с низким залеганием грунтовых вод количество легкорастворимых солей невелико вообще и с глубиною плавно возрастает. Лишь углекислый кальций сохраняет максимум в подстолбчатом горизонте.

Состав солей и их соотношение между собою в солонцах различного типа не одинаково и закономерно меняется от одной формы солонцов к другой.

Изучение валового состава солонцов по профилю также обнаруживает специфические черты отдельных горизонтов.

Поверхностный горизонт солонцов в сравнении с материнской породой обеднен соединениями титана, подвижного кремнезема, железа и алюминия. Наоборот, соединения марганца и кварц обнаруживают накопление в поверхностном горизонте. Столбчатый же горизонт в сравнении с материнской породой и, в особенности, с поверхностным горизонтом оказывается обогащенным железом, алюминием, титаном и подвижной кремнекислотой и магнием.

Аналогичную картину обнаруживает и механический анализ. Обычно столбчатый горизонт относительно почвообразующей породы и, особенно, элювиального горизонта обогащен илистой фракцией.

Не менее резкая разница и в составе обменных оснований. Поверхностный горизонт солонцов характерен пониженной суммой обменных оснований (25—35 м-экв.), в составе которых преобладают кальций и магний, а натрий занимает подчиненное положение (5—10%). Иногда здесь обнаруживается даже обменный водород. В столбчатом же горизонте наблюдается некоторое возрастание суммы обменных оснований (45—60 м-экв.) и увеличение относительного значения обменного натрия (до 25—50%) за счет других катионов.

Мы намеренно подробно остановились на перечислении признаков солонцов, чтобы точнее очертить главнейшие особенности, отличающие их в типичных случаях от других почв.

Эти классические признаки солонцов возникают не сразу; накопляясь постепенно, в последовательных стадиях солонцового процесса, и получая, наконец, свое наиболее яркое развитие, они затем по мере дальнейшей эволюции солонцов утрачиваются и исчезают.

Рассмотрим ниже важнейшие стороны накопления признаков и свойств в солонцах.

Можно считать окончательно доказанным (экспериментально и косвенно), что солонцы возникают из натриевых солончаков при их рассолении.

Солонцы геоморфологически приурочены всегда к районам выраженного эрозионного расчленения древних областей аккумуляции мелкозема и солей: древним дельтам (Каспийская равнина, низовья Днепра), древним речным террасам (террасы рр. Волги, Урала, Днепра, Дона, Дуная, Иртыша, Лены и др.), приморским террасам (Присивашье), делювиально-пролювиальным лёссовым отложениям (подгорные равнины Средней Азии). Расчленение этих аккумулятивных районов (после опускания базиса эрозии) врезающейся речною и овражной сетью понижает соответственно уровень грунтовых вод, засолявших поверхность, и вызывает ослабление, а в случаях интенсивного поднятия страны над уровнем моря и прекращение засоления.

Ослабление засоляющего влияния грунтовых вод влечет за собою относительное усиление роли нисходящих промывающих растворов под воздействием дождевых и снеговых вод. При значительных поднятиях страны над уровнем моря будет происходить и абсолютное увеличение атмосферного увлажнения. Совокупность этих условий вызовет развитие процессов рассоления и вынос солей из почвы и грунта в подземные воды, а с ними в овражную и речную сеть, играющую роль естественных дрен.

На ранних стадиях рассоления в солонцах устанавливается своеобразный водно-солевой режим почв, грунтов и грунтовых вод. Как показали трехлетние стационарные исследования водно-солевого режима солончаковатых солонцов Каспийской низменности, произведенные под руководством автора (1936), рассоление солонцов юных форм сопровождается ежегодным накоплением солей в подсолонцовых горизонтах в летний период и некоторым промыванием их в осенне-зимне-весенний. Соли поднимаются от грунтовых вод, расположенных на глубине 6—8 м, капиллярными (20—25% влажности) и пленочными (15—20% влажности) растворами и при испарении выпадают в подсолонцовом горизонте.

Это движение солей на высоту в 6—7 м капиллярными и преимущественно пленочными растворами глубоко отличается от накопления солей, свойственного солончакам, т о л ь к о из капиллярных растворов, достигающих дневной поверхности, что обычно не превышает 3.0—2.5 м.

Периодическое засоление нижней части профиля солонцов начальных стадий, связанных еще с грунтовыми водами, через пленочные растворы и преобладающее рассоление с постепенной отдачей солей из почвы в грунтовые воды и из них в реки радикально меняют весь профиль солончака, формируя новые, свойственные солонцу горизонты.

Уже ранние стадии рассоления солончаков крайне различны в зависимости от химизма засоляющих солончак солей. Повышенное содержание кальция в составе катионов, как это было впервые указано К. К. Гедройцем, ослабляет либо не позволяет развиться солонцеватости. Содержание эквивалентов кальция в составе катионов солончака в количестве 25%, по исследованиям Kelley (1933), гарантирует рассоление без образования солонца.

Если учесть присутствие гипса, то, повидимому, значение кальция возрастет еще больше. Л. П. Розов (1935) экспериментально установил, что рассоление без признаков солонцеватости в присутствии гипса возможно при отношениях Na : Ca=9 : 1 в присутствии NaCl или даже Na : Ca=18 : 1

в присутствии Na_2SO_4. Различное влияние аниона в данных случаях объясняется высокой растворимостью гипса в растворах NaCl и быстрым выщелачиванием кальция. В растворах же Na_2SO_4 гипс отличается ничтожной растворимостью.

Отсюда вытекает существенное следствие, что рассоление и образование солонцов при хлоридном и при сульфатном засолении должно протекать различно. Нами экспериментально доказано теперь, что это действительно так и происходит (Ковда, 1937). Искусственно засоленный карбонатный и бескарбонатный лёссовидный суглинок в случае хлористого натра обнаружил развитие солонцеватости в более сильной степени и значительно раньше, чем в случае сернокислого натрия, где солонцеватость оказалась ничтожной. Объясняется это очень просто. Последовательные порции фильтратов из цилиндров показали при анализе, что из хлоридных солончаков уходит с промывными водами в 8—10 раз больше кальция, чем из сульфатных солончаков.

Соответственно больше при хлоридном засолении удерживается в почве обменного натрия, и солонцеватость выражена сильнее. Задержка кальция в случае сульфатного засоления обязана возникновению гипса, который, будучи мало растворим в присутствии Na_2SO_4, при рассолении постепенно возвращает кальций в поглощающий комплекс и понижает солонцеватость. При хлоридном же засолении образуется хлористый кальций, легко вымывающийся из профиля первыми же порциями воды.

Географические наблюдения Н. А. Димо (1911), Н. А. Коносова (1930), Е. Н. Ивановой (1933), наши материалы по изучению солонцов Заволжья позволяют сделать заключение, что при рассолении из профиля засоленных почв уносятся прежде всего хлориды и нитраты, затем сульфаты и позже карбонаты. Однако в данном случае нет простого последовательного удаления солей, а происходят сложные реакции обмена между солями и мелкоземом почвы, с изменением свойств этой землистой части, между солями, уходящими из поверхностных горизонтов, и солями пленочно-капиллярных растворов, подымающихся к поверхности, между продуктами растворения почвенных коллоидов и солями.

Коагулированность почвенных суспензий и коллоидов, свойственная солончакам в виду богатства их электролитами, сменяется при рассолении пептизированностью, подвижностью, склонностью к растворению путем щелочного гидролиза и миграции.

С точки зрения современных взглядов эти изменения в дисперсной фазе солонца обязаны натрию, остающемуся после рассоления на поверхности тонкодисперсных частиц в обменном состоянии.

Как подчеркивал К. К. Гедройц (что мы на основании наших наблюдений и экспериментальных исследований полностью разделяем), однократное засоление и рассоление может вызвать лишь малые степени насыщения дисперсной фазы почвы обменным натрием. Кальций продуктов обмена ($CaCl_2$ и особенно $CaSO_4$) вернется в поглощающий комплекс и ослабит солонцеватость. Лишь повторное длительное засоление и рассоление приведут к высоким степеням насыщения дисперсной фазы почвы обменным Na и унесут из дисперсионной среды соединения кальция.

Каждая новая порция солей, поднявшаяся в летний период в подсолонцовый и солонцовый горизонты почвы, приводит к ряду реакций, из которых мы пока можем себе представить следующие:

I. При поднятии через карбонатный грунт растворов NaCl:

а) $CaCO_3 + 2NaCl \longrightarrow CaCl_2 + Na_2CO_3$

б) Почва-Ca + $2NaCl \longrightarrow CaCl_2 +$ почва $\begin{matrix}Na\\Na\end{matrix}$

II. При поднятии через тот же грунт растворов Na_2SO_4:

а) $CaCO_3 + Na_2SO_4 \longrightarrow CaSO_4 + Na_2CO_3$

б) Почва-Ca + $Na_2SO_4 \longrightarrow CaSO_4 +$ почва $\begin{matrix}Na\\Na\end{matrix}$

Смешанные растворы, как это обычно и бывает, естественно дадут смешанные продукты реакции.

Осенне-зимне-весеннее промывание будет частью направлять реакции обратно, частью выносить в грунтовые воды растворимую и наиболее подвижную часть продуктов реакции.

В итоге при солонцеобразовании поглощающий комплекс оказывается насыщенным натрием, в грунте и в растворе появляется сода, а в случае сульфатного засоления — и гипс, с постепенным обеднением поверхности грунта хлоридами и кальцием.

По мере развития этого процесса поверхностная насыщенная обменным Na минеральная и органическая масса почвы начнет приобретать свойственные солонцам черты. Тонкодисперсные частицы, насыщенные Na, вызывают в почвенном растворе щелочную реакцию до величин порядка 8.0—8.5 pH, что обязано явлениям частичного гидролиза и диссоциации его продуктов по схеме:

$$Мицелла\text{-}Na + H.OH \longrightarrow Мицелла\text{-}H + NaOH$$

Далее они приобретают гидрофильность и устойчивость против коагуляции и обратимость при соприкосновении с водой после высыхания. Все это [детально разобранное нами в других работах (Ковда, 1936, 1937)] сообщает почвенному горизонту специфические солонцовые свойства, показанные уже несколько выше. В начальных стадиях рассоления подобный уплотненный, вязкий, глинистый горизонт с щелочной реакцией расположен близ поверхности в виде корки, покрытой тонким слоем зачаточного элювиального горизонта. В сухие периоды этот горизонт растрескивается на вертикальные отдельности, что со временем приводит к развитию столбчатой структуры.

В подсолонцовом же горизонте, а частью и в самом солонцовом одновременно обособляется гипсоносный горизонт аккумуляции солей.

Обменный натрий уплотненного горизонта при взаимодействии с углекислотой почвенного раствора, как это доказано Гедройцем, ведет к образованию соды по реакции:

$$Почва\text{-}Na + H_2CO_3 \longrightarrow Почва\text{-}H + NaHCO_3.$$

Образование соды происходит и другим путем. Именно, при взаимодействии насыщенного Na поглощающего комплекса с растворами углекислого кальция, всегда присутствующего в почвенном растворе засоленных почв, в продуктах реакции появляется сода:

$$Почва \begin{matrix}Na\\Na\end{matrix} + Ca(HCO_3)_2 \longrightarrow Почва\text{-}Ca + 2NaHCO_3.$$

Кроме этих двух путей возникновения соды, указанных Гедройцем, и образования ее чисто химическим путем (см. выше), сода в солонцовом процессе появляется при взаимодействии углекислоты почвенного раствора с гуматами, силикатами и алюминатами натрия, возникающими в результате гидролитического разложения органических и минеральных коллоидов солонца, насыщенных обменным натрием.

Kelley для алюмосиликатных минералов (Cummins a. Kelley, 1936), а автором совместно с С. В. Быстровым (1936) для алюмосиликатных минералов и органического вещества было доказано, что под влиянием обменного Na от минералов в раствор отщепляются силикаты и алюминаты натрия, а от органических веществ гуматы.

Как соли слабых кислот и сильных оснований, эти соединения сообщают раствору щелочную реакцию и заметную титровальную щелочность.

Таким образом, в щелочной реакции солонцовых горизонтов повинны, кроме обменного Na коллоидов и соды, еще и гуматы, силикаты и алюминаты щелочей. Однако последние не отличаются высокой стойкостью в присутствии углекислоты и, отдавая свой Na углекислоте, выпадают из раствора:

1. $HumNa + H_2CO_3 \rightarrow HumH + NaHCO_3$
2. $NaAlO_2 + H_2CO_3 + H_2O \rightarrow Al(OH)_3 + NaHCO_3$
3. $Na_2SiO_3 + 2H_2CO_3 \rightarrow SiO_2H_2O + 2NaHCO_3$

Таким образом, солонцовый процесс по мере своего развития ведет ко все большему обогащению содой солонцового горизонта, а через грунт со временем и грунтовых вод. Меньшая растворимость соды в сравнении с такими солями, как хлориды и сульфаты Na, в особенности в периоды холодов (т. е. в периоды наиболее интенсивного промывания других солей), еще больше способствует относительному и абсолютному обогащению грунтов и подземных вод углекислыми щелочами. Однако большее или меньшее накопление соды в свободном состоянии возможно только на поздних стадиях солонцового процесса. Нисходящие растворы соды сталкиваются с гипсовыми скоплениями, образовавшимися в подсолонцовом горизонте. Возникает система $Na_2CO_3 + CaSO_4 \rightleftarrows CaCO_3 + Na_2SO_4$, направленная нисходящим током растворов и низкой растворимостью углекислого кальция в сторону образования углекислого кальция и сульфата натрия.

Экспериментальное изучение этой системы в нашей лаборатории на почвенных моделях показало, что пока на пути соды встречются гипсовые горизонты, свободная сода существовать не может (Ковда, 1934).

Лишь после превращения в профиле почвы всего гипса в углекислый кальций появляется свободная сода, переходящая со временем и в грунтовые воды. Отсюда вытекает важное следствие. Высоко залегающий гипсовый горизонт ранних стадий солонцов по мере эволюции замещается карбонатным горизонтом, который характерен для солонцов поздних стадий. Таким образом, наличие выраженного карбонатного горизонта под столбчатым свидетельствует, во-первых, о том, что здесь в прошлом был горизонт гипсовый и, во-вторых, что рассоление солонцов протекает уже очень длительное время, либо прошло весьма интенсивно.

Дальнейшее рассоление солонцов при сезонном засоляющем влиянии грунтовых вод будет вести ко все большему накоплению соды и полному исчезновению гипса в почве и грунте. В составе солей грунтов и грунтовых

вод остаются сульфаты натрия и сода. В последующем рассолении остаются почти чистые растворы соды.

Конечно, такие предельные стадии эволюции солонцов возможны лишь для районов длительного и интенсивного рассоления, что возможно, повидимому, лишь в достаточно влажных и холодных районах. Гораздо чаще приходится наблюдать, что интенсивное опускание базиса эрозии и врезание гидрографической сети отрывают профиль солонца от грунтовых вод и эволюция солонцов идет в другом направлении. Периодическое подсоление прекращается, останавливается новообразование соды, и гипсовый горизонт сохраняется на некоторой глубине под карбонатным.

Все же в обоих случаях реакция идет в одном и том же направлении, и по мере рассоления района и профиля почв за хлоридами исчезает гипс.

Переход мелкоземистой илистой фракции солонцов в подвижное состояние и реакции гидролиза вызывают глубокий распад минеральной части почвы. Как можно видеть из данных валовых анализов солянокислых и щелочных вытяжек, из поверхностного горизонта уходят в нисходящем направлении кремнекислота (в виде силикатов щелочей), титан (в виде титанатов), алюминий (повидимому, в виде алюминатов), железо (в форме закиси и органоминеральных комплексов), магний и особенно кальций.

В элювиальном горизонте относительно накопляются соединения марганца, фосфора, кварца и некоторые формы аморфной кремнекислоты. Выносится и часть органического вещества. Очевидно, на ряду с уходом из элювиального горизонта продуктов гидролиза, перемещаются вниз и илистые пептизированные частицы. В итоге формируется поверхностный элювиальный горизонт, обогащенный относительно MnO и SiO_2 и отличающийся более грубым механическим составом и обесцвеченностью окраски, что создавало некоторое сходство с подзолообразованием.

Миграция всех этих довольно неустойчивых соединений весьма ограничена в пространстве. Уже в ближайшем горизонте обнаруживается в сравнении с материнской породой и элювиальным горизонтом обогащение его магнием, титаном, железом, алюминием, кремпекислотой, гумусом. Формируется оглиненный, темноокрашенный уплотненный иллювиальный горизонт.

Как показано нами ниже при разборе частных стадий солонцового процесса, миграция отдельных соединений не представляет равномерного процесса. Вынос алюминия и железа заметен лишь в поздних стадиях; в начальные периоды солонцового процесса железо и особенно алюминий и титан, так же как и марганец, обнаруживают относительное накопление в элювиальном горизонте.

Выщелачивание элювиального горизонта солонца можно изобразить следующим рядом восходящей подвижности и быстроты выщелачивания соединений:

Mn, P, Ti, Al, Fe, Mg, Si, Ca.

Степень накопления отдельных соединений в иллювиальном горизонте рисуется несколько другим рядом возрастания:

Mn, Si, Ca, Al, Fe, Ti, Mg.

Очевидно, в иллювиальном горизонте происходит взаимодействие вмываемых соединений и синтез новых вторичных минералов. В частности, не-

обходимо ожидать образование вторичных алюмосиликатов магния. Иначе трудно объяснить задержку Mg в иллювиальном горизонте, так как его другие соединения достаточно растворимы. Впрочем, допустимо связать задержку магния в иллювиальном горизонте с образованием соединений типа вторичных силикатов.

Вообще силикаты щелочей переживают сложные превращения и реакции при своем нисходящем движении, когда они встречаются с гипсом, карбонатами и т. д.

Исследованиями в нашей лаборатории (И. И. Феофарова) было установлено, что участвующая в солонцовом процессе система солей $Na_2SiO_3 + CaSO_4 \rightleftarrows CaSiO_3 + Na_2SO_4$ ведет к образованию силикатов кальция. Аналогичная система с $MgSO_4$ или в присутствии солей магния вообще ведет к образованию $MgSiO_3$.

Дальнейшие исследования установили, что аналогичная система возникает и при взаимодействии с карбонатами кальция:

$$Ca(HCO_3)_2 + NaSiO \rightleftarrows CaSiO_3 + 2NaHCO_3,$$

что представляет также распространенный случай в солонцовом процессе.

Однако эти вторичные силикаты кальция и магния представляют сравнительно нестойкие промежуточные соединения, которые, реагируя с углекислотой по схемам:

$$CaSiO_3 + H_2CO_3 \longrightarrow \underset{\downarrow}{CaCO_3} + H_2O + \underset{\downarrow}{(SiO_2)},$$

$$MgSiO_3 + H_2CO_3 \longrightarrow \underset{\downarrow}{MgCO_3} + H_2O + \underset{\downarrow}{(SiO_2)},$$

подвергаются карбонизации с образованием углекислых кальция и магния, а также и геля кремнекислоты (табл. 1).

Существование этих реакций проверено в нескольких сериях опытов с равновесными системами в колбах и с проходящими растворами в цилиндрах, загруженных гипсом, через которые пропускались растворы силиката натрия.

Следствием последней реакции должен быть вывод, что агентами цементации известковых горизонтов в солонцовых почвах является процесс образования гелей SiO_2 и их старение и, возможно, дальнейшее образование вторичного кварца. Оптическое исследование полученных в лаборатории продуктов этой реакции показало появление в них $CaCO_3$ и свободного SiO_2.

Химические исследования известковых конкреций из уплотненных известковых горизонтов солонцовых почв подтвердили этот вывод. В составе «белоглазки» находится очень большое количество свободной кремнекислоты, так называемой аморфной — до 1.5—2.0% (извлеченной щелочной вытяжкой) и избыточной против формулы $2SiO_2 \cdot Al_2O_3$ — до 4% (по солянокислой+щелочной вытяжке). Наоборот, в гипсовых конкрециях, т. е. конкрециях, еще не прошедших через первую реакцию, не только не обнаруживается свободной кремнекислоты, но устанавливается явный избыток алюминия.

Материалом для этих исследований были известковые конкреции из почв Заволжья. Но затем исследованиям были подвергнуты и известковые конкреции из цементированных горизонтов почв Талыша и Средней Азии. В последних случаях установлено также присутствие вторичных форм кремнекислоты.

Из всего этого вытекают новые теоретические положения. В образовании плотных цементированных горизонтов солонцовых почв и почв аридных областей вообще значительная роль принадлежит вторичным формам кремнекислоты.

Таблица 1

Опыт по изучению реакции образования $CaSiO_3$ в системах $Na_2SiO_3+CaSO_4=Na_2SO_4+CaSiO_3$ без участия CO_2 и при ее участии (карбонизация) в м-экв. м/л.

Серии опытов	Дано		Выпало в осадок		Разница количеств	
	SiO_3 в виде раствора Na_2SiO_3	Ca в виде раствора $CaSO_4$	SiO_3	Ca	SiO_3 по отношению к выпавшему Ca против $CaSiO_3$	Ca по отношению к выпавшему SiO_3 против $CaSiO_3$
I. Опыт получения кремне-кальциевых соединений при отсутствии CO_2	10.399	15.05	4.26	4.59	—0.32	+0.33
	395.5	301.6	162.2	92.0	—12.3	+ 6.64
	27.175	—	12.91	13.55	—0.65	+0.65
	1033.5	—	491.4	271.7	—24.8	+13.08
II. Аналогичные опыты с растворами из опыта I, подвергнутыми действию CO_2	10.399	—	2.93	2.73	+0.13	—0.18
	395.5	—	111.5	54.9	+5.2	—3.78
	27.175	—	12.02	1.36	+10.66	—10.62
	1033.5	—	457.3	27.3	+405.52	—213.3
III. Опыт получения кремне-кальциевых соединений в присутствии CO_2	10.399	—	1.45	0.99	+0.46	—13.52
	395.5	—	55.4	20.0	+17.4	—271.57
	27.175	—	7.05	3.10	+3.94	—3.93
	1033.5	—	268.3	62.3	+149.9	—78.90
IV. Опыт получения кремне-кальциевых соединений из растворов опыта III, оставленных на ночь	10.399	—	5.403	2.60	+2.79	—2.78
	395.5	—	205.5	52.3	+106.13	—55.85
	27.175	—	20.31	13.55	+6.73	—6.72
	1033.5	—	772.5	271.7	+256.3	—134.86

Таким образом, выделения гипса, углекислого кальция и магния и вторичной кремнекислоты представляют парагенетические образования, характерные для почв аридных областей.

В частном же случае солонцового процесса образуются окремненные конкреции углекислого кальция. Здесь необходимо отметить, что некоторые почвоведы (Л. И. Прасолов и С. С. Неуструев) склонны были приписать соединениям кремнекислоты способность цементации нижних горизонтов солонцов. Теперь есть все основания высокую плотность столбчатых и особенно карбонатных горизонтов солонцов объяснять явлениями окремнения.

III. ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ СОЛОНЦОВОГО ПРОЦЕССА И КЛАССИФИКАЦИЯ СОЛОНЦОВ

Сопоставление геоморфологических и гидрогеологических условий развития различных солонцов убеждает в том, что при всем их разнообразии возможно выделить три основных направления солонцового процесса.

В первую группу выделяются солонцы, профиль которых еще связан с грунтовыми водами. При этом рассоление профиля и грунтовых вод, преобладая во времени, перемежается с периодически сезонным подъемом и накоплением солей в подсолонцовых и солонцовых горизонтах. Солонцы этого ряда развиваются обычно на геоморфологических элементах, относительно недавно и слабо дренированных (первые и вторые надпойменные террасы рек, молодые аллювиально-дельтовые равнины типа Каспийской равнины) и характеризующихся понижающимся либо стабильным базисом эрозии.

В последующей классификации солонцы этого ряда названы солончаковатыми солонцами именно потому, что их профиль связан с влиянием грунтовых вод и всегда в области испарения подымающихся пленочных растворов отличается накоплением некоторого максимума тех или иных солей. Рассоление этих солонцов протекает при постоянном влиянии грунтовых вод, залегающих на глубине 3—6 м.

Вторую группу солонцов объединяет как раз обратный признак. Их профиль оторван от грунтовых вод и характеризуется полным господством нисходящих токов и рассоления. Солонцы этого ряда развиваются на более древних, сильнее эродированных и дренированных элементах поверхности (вторых и третьих террасах и водоразделах), грунтовые воды которых залегают на глубине 8—10—15, 20—30 м и глубже.

Длительное господство здесь рассоления почв позволяет поселиться степной полынной и злаковой растительности, ведущей к накоплению солонцами признаков, свойственных степным почвам (гумифицированность, богатство обменным кальцием, утрата солонцеватости). В классификации солонцы этого типа объединены в ряд остепнения, так как рассоление протекает здесь в поступательном направлении и сопровождается остепнением.

Наконец, третьей группой солонцов являются солонцы, эволюция которых направлена в сторону нарастающего засоления профиля, утраты признаков солонца и накопления признаков солончака. Солонцы этого ряда, названного, следуя Д. Г. Виленскому (1924), рядом реградации, развиваются в районах «дряхлого» рельефа, когда заканчивается эрозионный цикл, или в районах, испытывающих современное поднятие общего (уровень моря) или местного (озера, лиманы, внутриконтинентальные дельты бессточных рек) базиса эрозии, повышение уровня грунтовых вод и оживление либо восстановление процессов засоления. На морфологический профиль солонцов либо солодей здесь постепенно палагается солевой профиль солончака.

Таким образом, в классификации солонцов мы различаем три основных ряда:

1) ряд солончаковатых солонцов, в котором нарастают, с одной стороны, рассоление профиля и, с другой стороны, осолонцевание верхних горизонтов;

2) ряд солонцов остепнения, в котором развивается рассоление, накопляются признаки степных почв и утрачивается солонцеватость;

3) ряд солонцов реградации, в котором восстанавливается засоленность профиля и утрачивается солонцеватость.

Разделение солонцов на три указанных ряда имеет большое практическое значение, подсказывая методы освоения и мелиорации их при ороше-

нии. Из этого подразделения непосредственно вытекают указания для солонцов солончаковатого ряда и ряда реградации на необходимость промывки солей, дренажа и борьбы с опасностью засоления при орошении (в особенности в ряду реградации).

Внутри каждого ряда можно выделить на основании данных, которые имеются в нашем распоряжении, частные последовательные стадии солонцового процесса. При этом для солончаковатого ряда качественными гранями подразделения солонцов принято соотношение и состав аккумулирующихся в подсолонцовом горизонте солей.

Наши исследования солонцов среднего и нижнего Заволжья, а также и общие соображения, рассмотренные в предшествующей главе, показывают, что в эволюции солонцов солончаковатого ряда наиболее ранними формами являются солонцы, в подсолонцовом горизонте которых количества Cl' и SO''_4 равны между собою (отношение 1 : 1) либо сульфаты лишь несколько преобладают над хлоридами (1 : 2, 1 : 3). Таковы солонцы центральной и южной частей Каспийской равнины или солонцы террас рр. Кушум, Камышлак. Эти солонцы обозначены в классификации как сульфатно-хлоридные.

Дальнейшая эволюция солончаковатых солонцов влечет вымывание хлоридов и преобладание сульфатов под ними. Отношение $Cl' : SO''_4$ в подсолонцовых горизонтах здесь равно 1 : 10, 1 : 20, а учитывая их обычную гипсоносность, и выше. Это дает право обозначать солонцы подобного типа как хлоридно-сульфатные.

Следующие стадии отличаются уже появлением свободной соды, значительным уменьшением хлоридов и постепенным их исчезновением. Отношение анионов в солонцах этого типа $HCO'_3 : Cl' : SO''_4$ равно примерно 1 : 2 : 3, 1 : 0.5 : 5 и позволяет характеризовать их как содово-сульфатные.

Последующее рассоление и содообразование (см. выше) приводит уже к преобладанию соды, почти полному выщелачиванию хлоридов, исчезновению гипса и сильному уменьшению сульфатов щелочей.

Отношение $HCO'_3 : Cl'$ и $HCO'_3 : SO''_4$, по нашим данным, равно 20—30 : 1 и 5—10 : 1, почему солонцы и называются нами сульфатно-содовыми или содовыми. Аналогичные изменения наблюдаются и в составе грунтовых вод, с одной стороны засоляющих профиль, а с другой — отражающих его эволюцию при общем рассолении. Замечательна при этом эволюция солонцового горизонта. Подвергаясь длительному повторному засолению и промыванию, внедряющему в его поглощающий комплекс все бо́льшие количества обменного натрия за счет выстеснения кальция, солонцовый горизонт обогащается содой и приобретает крайние степени пептизированности, уплотненности, щелочной реакции (pH до 9—10) и насыщенности Na (до 30—40 м-экв.).

Поверхностный горизонт при эволюции солонцов в этом же направлении под влиянием элювиального процесса отдает более подвижные соединения SiO_2, Mg, Ca, Al, Fe, Ti, между тем как в солонцах ранних стадий (сульфатно-хлоридных, что можно видеть по данным валовых анализов) Al, Ti, Fe находились еще в состоянии относительного накопления.

В ряду солонцов остепнения намечается также смена генетически связанных между собою стадий.

Процесс остепнения начинается с момента отрыва профиля солонцов от грунтовых вод, прекращающего периодическое засоление и накопление

обменного натрия в солонцовом горизонте. Прекращение роста солонцеватости и поступательное опреснение солонца влечет за собою появление новых растительных ассоциаций, аккумулирующих кальций. Если сопоставить состав золы растений (Келлер, 1929), сменяющих друг друга при рассолонении солонцов, то можно видеть, что содержание в ней кальция возрастает от таких видов, как *Anabasis salsa* и *Camphorosma monspeliacum* к *Kochia* и *Stipa*, весьма заметно.

Содержание Ca в % от веса золы

Sueda physophora	1.5
Anabasis salsa	3.5
Camphorosma monspeliacum	2.8
Artemisia pauciflora	6.0
Kochia prostrata	8.4
Festuca sulcata	4.6
Stipa Lessingiana	18.5

Принимая во внимание, что ежегодное образование сухой массы на единицу площади возрастает в этом же направлении, необходимо считать, что абсолютная остепняющая роль появляющейся на солонцах новой флоры будет достаточно велика. Даже полыни и кохии будут действовать рассолонцовывающе, тем более сильно станет это проявляться при появлении злаков и бобовых.

Однако отрыв от грунтовых вод проходит через промежуточные фазы. Сначала обособляется фаза остаточно-солончаковатых солонцов, которые в отдельные периоды сильных подъемов грунтовых вод иногда испытывают засоляющее влияние пленочно-капиллярных растворов. Эти солонцы еще имеют остаточную солончаковатость в подсолонцовом горизонте. Однако эта солончаковатость снижена количественно, в составе солей хлориды имеют подчиненное значение, профиль выщелочен несколько сильнее, чем в собственно солончаковатых солонцах.

Распространены обычно солонцы подобного типа на вторых террасах рек юга и юго-востока СССР в случае глубокой врезанности русла (8—12 м), либо на их третьих террасах. Грунтовые воды находятся на глубине 7—10 м.

Наши исследования в Заволжье убедили нас в необходимости кроме того выделить группу остаточно-слабосолончаковатых солонцов, которые хотя от грунтовых вод и оторваны, но слабая остаточная солончаковатость в их профиле на 70—150 см и глубже еще сохранилась. В этих солонцах обычно поверхностные горизонты гипса замещены углекислым кальцием, который выражен в виде хорошо развитого горизонта «белоглазки». Гипсовый же горизонт сдвинут на глубину 100—150—200 см. Собственно солонцы этого типа больше всего подходят к описаниям классических солонцов в учебниках. В валовом составе этих солонцов наблюдается активная аккумуляция кальция в поверхностных горизонтах. То же обнаруживает и анализ поглощенных оснований.

Наконец, в этом же ряду выделяются солонцы, отличающиеся почти полным исчезновением гипса из собственно почвенных горизонтов до глубины 200—300 см, иногда и глубже. Одновременно в составе обменных оснований на долю кальция падает уже до 50—70% от суммы. Эта группа солонцов в классификации названа остепненными безгипсовыми солонцами. Естественно, что морфологические признаки солонцеватости в остепнен-

ных солонцах начинают уже утрачиваться. Остепненные солонцы обычно развиваются на высоких (III—IV) дренированных древних террасах, либо на водоразделах.

Нам кажется, что и некоторые солонцеватые каштановые почвы образовались именно этим путем остепнения древних солонцов, оторванных от грунтовых вод.

Таблица 2

Схематическая классификация солонцов

Ряды солонцов	Ведущее направление в эволюции	Стадии солонцового процесса
Ряд солончаковатых солонцов Связь с грунтовыми водами постоянная	Рассоление, осолонцевание, увеличение насыщенности обменным натром и накопление соды	Сульфатно-хлоридные солончаковатые солонцы Хлоридно-сульфатные гипсоносные солончаковатые солонцы Содово-сульфатные солончаковатые солонцы Содовые солончаковатые солонцы
Ряд солонцов остепняющихся Связь с грунтовыми водами прерывается и исчезает	Рассоление, остепнение, увеличение насыщенности обменным кальцием и (меньше) калием	Остаточно-солончаковатые солонцы Остаточно-слабосолончаковатые солонцы Остепненные безгипсовые солонцы Солонцеватые каштановые почвы
Ряд солонцов реградации Связь с грунтовыми водами восстанавливается и делается постоянной	Засоление, восходящее накопление солей в профиле	Слабо реградированные солонцы Реградированные солончаковатые солонцы Сильно реградированные солончаковатые солонцы

Надо сказать, что в эволюции солонцов ряда остепнения намечается ослабление иллювиирования полуторных окислов, намечается накопление кальция и калия и одновременное уменьшение содержания натрия в поверхностных горизонтах. Есть все основания думать, что процесс остепнения солонцов может наступать на солонцы различных солевых профилей от сульфатно-хлоридных до содовых. Мы располагаем теперь данными для характеристики остепнения солонцов сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного типов.

Ряд солонцов реградации изучен значительно меньше. За отсутствием достаточных материалов мы лишены возможности охарактеризовать частные виды этого ряда количественными и качественными показателями. Можно предполагать, что в дальнейшем мы найдем в данном случае многочисленные формы солонцов различных степеней вторичного засоления и преобладания в составе тех или иных солей. В настоящий же момент возможно лишь остановиться на градациях, предложенных Д. Г. Виленским,

и различать солонцы слабо реградированные (вторичная солончаковатость глубже иллювиального горизонта), средне реградированные (солончаковатость в иллювиальном горизонте) и солонцы сильно реградированные (солончаковатость в поверхностном горизонте).

Основываясь на приведенном выше материале, схематическую классификацию солонцов можно построить в виде, представленном в табл. 2 (стр. 315).

IV. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ ВИДОВ СОЛОНЦОВ

1. Ряд солончаковатых солонцов

Сульфатно-хлоридные солончаковатые солонцы

Важнейшие особенности морфологического профиля солонцов этого вида приведены в нижеследующей табл. 3 и фиг. 2.

Таблица 3

Особенности морфологического профиля сульфатно-хлоридных солончаковатых солонцов

Горизонты	Глубина (в см)	Выраженность	Важнейшие особенности
Элювиальный горизонт	0—3, 0—5	Отчетливый	Рыхлый, пористый, слоистый
Иллювиальный »	3—10, 5—20	Неясный	Глыбисто-призматического сложения, уплотнен
Реакция карбонатов с HCl	с 0.5, 10—15	Слабая	Пенистый характер
Конкреции $CaCO_3$ . . .	» 10—15	Неясные	В форме жилок
» $CaSO_4$ . . .	» 20—25	Ясные	» » »
Выцветы легкорастворимых солей	» 20—25	Резкая	Белый налет при высыхании
Грунтовые воды	300—600	—	Высоко минерализованы

Солевой профиль данных солонцов соответствует морфологическому. Обычно наблюдается присутствие следов солей с поверхности, максимум их в подсолонцовом горизонте на глубине 10—40, 20—50 см; здесь же горизонт накопления гипса и углекислого кальция.

В составе легкорастворимых солей в горизонте максимального накопления хлора отношение Cl': SO_4'' =1 : 1, 1 : 6 и отношение $Ca^{\cdot\cdot}$: $Mg^{\cdot\cdot}$: $Na^{\cdot}$ = =около 1 : 0.3 : 1.

В табл. 4 и фиг. 3 приводятся в качестве примера данные, характеризующие солевой профиль солонца подобного типа.

В составе обменных оснований этих солонцов по нашим данным (Ковда, 1937) количество обменного Na в элювиальном горизонте равно 5—8 м-экв. при сумме обменных оснований около 40 м-экв. (12—20%) и в иллювиальном 12—17 м-экв., что от суммы 45—50 м-экв. составляет 25—35%. На долю кальция соответственно падает 15—18 м-экв.

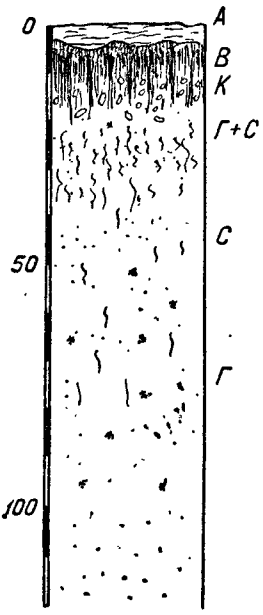
Пересчет данных валового анализа и сопоставление их с почвообразующей породой, как показывает пример, приведенный в табл. 5, обнаруживает, что:

а) формирование элювиального горизонта происходит за счет выноса из него кальция, кремнекислоты, магния и отчасти титана (мигрирующих быстрее) и остаточного относительного накопления марганца, повидимому, кварца и отстающих в миграции алюминия, железа и титана;

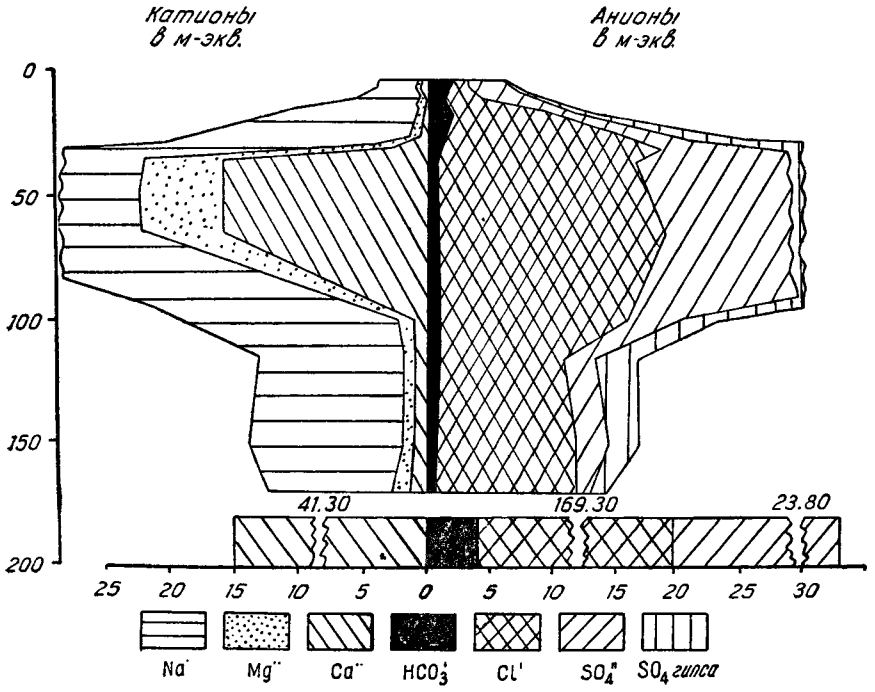
б) формирование иллювиального горизонта происходит, с одной стороны, за счет остаточного накопления в нем при элювиальном процессе тех же веществ, что и в предыдущем случае, плюс магний, а с другой — путем вмывания в него соединений магния, железа, титана, алюминия и даже кальция из вышележащего горизонта;

в) кроме того в иллювиальном же горизонте (по данным HCl- и KOH-вытяжек) накопляется подвижная кремнекислота;

г) из данных солянокислой вытяжки, кроме того, видно, что отношение между $SiO_2 : Al_2O_3$ в элювиальном горизонте за счет выноса SiO_2 уменьшилось с 4.5 : 1 (в породе) до 3.3 : 1, в иллювиальном же горизонте это отношение почти сохранилось и равно 4 : 1. Отметим также, что накопление магния в этом же горизонте настолько велико, что, повидимому, возможно предполагать его задержку в виде адсорбционных соединений с коагелями SiO_2 и Al_2O_3 (в особенности SiO_2), накопление которых в иллювиальном горизонте по величине приближается к магнию.



Фиг. 2. Солонец солончаковатый сульфатно-хлоридный.



Фиг. 3. Солевой профиль сульфатно-хлоридного солончаковатого солонца.

Сульфатно-хлоридный солончаковатый солонец. Данные анали
(Аналитик

Глубина (в см)	Сухой остаток (в %)	На 100 г почвы (в м-экв). щелочность CO_3'' от норм. карбон.	щелочность HCO_3' от бикарбон.	Cl'	SO_4''	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot 1}$	Сумма
0—5	0.59	Нет	1.55	1.41	3.36	0.39	0.39	5.54	12.64
5—10	0.51	»	1.22	3.24	4.89	0.31	0.07	8.97	18.70
10—15	0.79	»	1.90	7.54	2.30	0.62	0.39	10.73	23.48
18—23	1.38	0.11	1.08	14.97	4.23	0.66	1.00	18.73	40.67
25—30	1.92	0.09	0.79	17.67	10.36	3.10	2.48	23.33	57.82
30—35	3.12	Нет	0.63	16.02	29.70	16.78	6.42	23.15	92.70
45—50	3.24	»	0.59	17.22	28.62	16.60	6.88	22.95	92.86
65—70	3.18	»	0.61	18.52	28.81	16.88	6.41	24.65	95.88
95—100	1.21	»	1.04	15.07	3.72	1.13	1.38	17.32	39.66
110—115	0.84	»	1.06	9.86	2.45	0.91	1.02	11.47	26.74
145—170	0.91	»	0.78	11.38	2.47	1.02	0.93	12.68	29.26
165—170	0.98	»	0.84	11.92	1.12	1.39	1.51	10.98	27.76
Грунтовая вода с 220 см (в м-экв. на литр)			3.77	169.30	23.80	20.70	Не опр.		

Таким образом, выясняется, что элювиальным процессом затронуты не только собственно элювиальный горизонт, но и солонцовый. При этом наиболее поддающимися этому процессу являются в настоящем случае (в вос-

Таблица 5

Данные анализа валового состава (в пересчете на бескарбонатную, безгипсовую, безгумусовую навеску), HCl- и KOH-вытяжек из сульфатно-хлоридного солонца (в %) (разрез № 17)

Окислы	0—5 см	18—23 см	210—220 см	0—5 в % от 210—220	18—23 в % от 210—220	18—23 в % от 0—5
SiO_2	71.79	65.79	72.95	—2	—10	—8
Al_2O_3	14.91	17.17	10.83	+38	+58	+15
Fe_2O_3	7.23	9.29	5.66	+28	+64	+28
TiO_2	1.23	1.45	1.11	+11	+31	+18
MnO	0.13	0.12	0.06	+117	+100	—8
CaO	2.45	2.92	8.12	—70	—64	+19
MgO	24	3.25	2.20	+2	+48	+45
SiO_2 из HCl- и KOH-вытяжки	15.11	20.11	10.97	+34	+83	+33
То же Al_2O_3	6.48	9.24	4.15	+56	+122	+42
То же MgO	1.68	2.40	1.68	+0	+42	+42

[1] Na везде по разности.

Таблица 4

за водной вытяжки и SO_4 гипса; разрез № 17 (Саратовская обл.) Т. Гевельсон)

В % от суммы м-экв.							SO_4 гипса (в %)
щелочность							
CO_3'' от норм. карбон.	HCO_3' от бикарбон.	Cl'	SO_4''	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}$	
—	12.26	11.15	26.58	3.08	3.08	43.82	0.02
—	6.52	17.32	26.14	1.66	0.37	44.96	0.01
—	8.09	32.11	1.79	2.64	1.66	45.74	0.06
0.27	2.65	36.80	10.40	1.62	2.47	46.05	0.21
0.15	1.36	30.50	17.91	5.36	4.28	40.34	0.47
—	0.67	17.28	32.03	17.88	6.92	24.47	3.97
—	0.63	18.54	30.82	17.87	7.40	24.71	4.96
—	0.63	19.31	30.04	17.60	6.68	25.70	4.83
—	2.60	37.99	9.37	2.85	3.47	43.68	0.18
—	3.96	36.07	9.16	3.40	3.81	42.78	0.15
—	2.66	38.89	8.44	3.48	3.18	43.33	0.12
—	3.02	42.93	0.04	5.00	5.43	39.55	0.06

ходящем порядке) Ti, Mg, SiO_2, Ca. Задержке же в иллювиальном горизонте в наибольшей степени подвержены Mg, SiO_2, Ti, Ca, Al.

Хлоридно-сульфатные солончаковатые гипсоносные солонцы

Морфологический профиль солонцов этого типа весьма близок к предшествующему, однако заметна несколько бóльшая развитость его элементов (табл. 6 и фиг. 4).

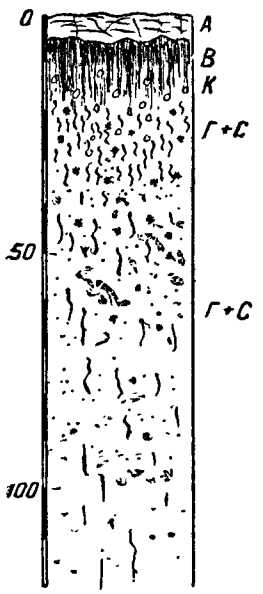
Таблица 6

Особенности морфологического профиля хлоридно-сульфатных солончаковатых солонцов

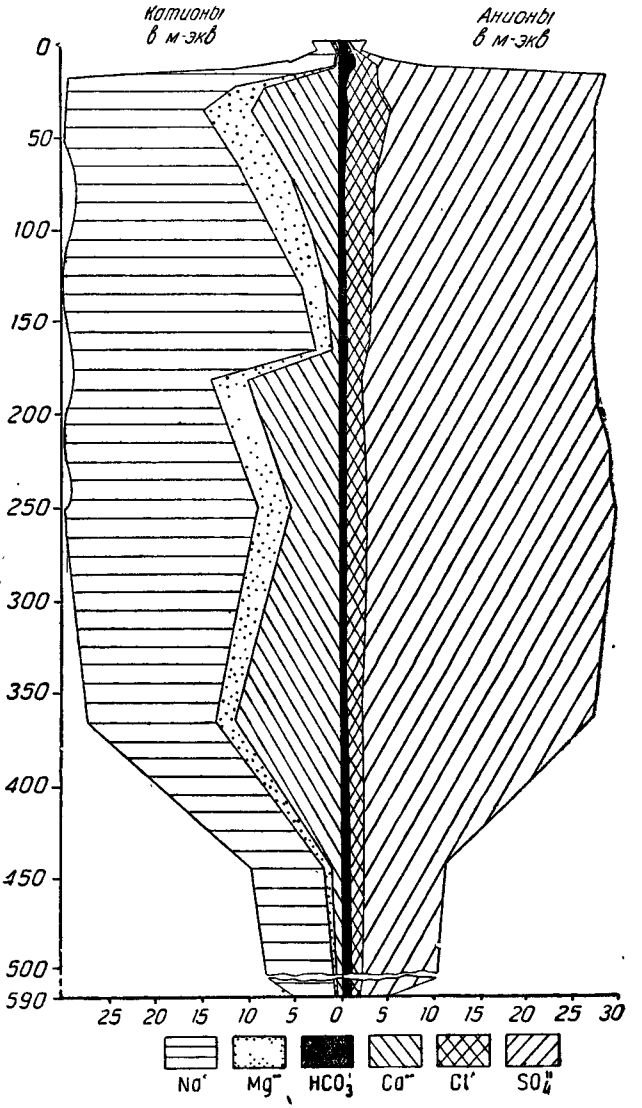
Горизонты	Глубина (в см)	Выраженность	Важные особенности
Элювиальный горизонт . .	0—5, 0—8	Отчетливая	Рыхлый, светлый, пористый
Иллювиальный » .	5—10—12	Неясная	Столбчато-призмовидный, уплотненный
Реакция с HCl	» 0.5—12	Ясная	—
Конкреции $CaCO_3$	» 10—15	Отчетливая	Прожилки, пятна
» $CaSO_4$	» 25—30	»	Обильные, мелкие стяжения и прожилки
Выцветы легкорастворимых солей	с 30—35	Ясная	Светлый налет
Грунтовые воды	400—800	—	Высокоминерализованные

В солевом профиле преобладают сульфаты Na и Ca, скопляющиеся в максимуме в подсолонцовом горизонте. Хлориды занимают подчиненное положение (Cl : SO_4=1 : 10, 1 : 20). Щелочность от нормальных карбонатов обычно отсутствует, от бикарбонатов — не велика. Как пример, в табл. 7 и фиг. 5 дается анализ водной вытяжки из хлоридно-сульфатного солонца с Каспийской равнины.

Не приводя других табличных аналитических данных, отметим, что валовой анализ аналогичных солонцов показывает



Фиг. 4. Солонец солончаковатый хлоридно-сульфатный.



Фиг. 5. Солевой профиль хлоридно-сульфатного солонца.

дальнейший вынос Ca, Mg и Fe и формирование иллювиального горизонта путем накоплений в нем SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 и MgO.

Солонцы обоих видов распространены широко в Заволжье на вторых надпойменных террасах рек и в Каспийской равнине. Далее они встречаются на террасах Манычей, Присивашья. Повидимому, многие гипсоносные структурные солончаковатые сероземы Средней Азии необходимо отнести к этой же категории.

Стационарное изучение режима влажности и солей хлоридно-сульфатных солонцов, проводимое Институтом почвоведения Академии Наук в Джаныбеке (близ оз. Эльтон), показало, что в профиле их влажности различаются четыре зоны:

а) поверхностного увлажнения и испарения и резких колебаний влажности, обязанных атмосферным осадкам, — глубина от поверхности до 30—50 см; влажность 4—25%;

б) зона внутрипочвенного испарения с устойчивой влажностью в году 12—16%, — глубина с 30—50 см до 100—150 см;

в) зона передвижения пленочных растворов с устойчивой влажностью 18—20% на глубине от 100—150 см до 300—400 см;

г) зона капиллярного поднятия растворов — влажность 24—28%; глубина 400—600 см.

Максимум солевых скоплений (в том числе гипс и углекислый кальций) в солончаковатых солонцах падает на зону внутрипочвенного испарения, где они выпадают при высыхании пленочных растворов.

Зоны передвижения пленочных и капиллярных растворов, естественно, никаких заметных скоплений солей, несмотря на близость к грунтовым водам, развить не могут, так как солевые массы лишь транспортируются через эту толщу.

Наиболее опреснена зона поверхностного увлажнения и испарения.

Только этот режим и может на фоне рассоления продолжать насыщение поглощающего комплекса обменным натрием.

Мы полагаем, что этот тип профиля влажности и водно-солевого режима характерен для всего ряда солончаковых солонцов. Известным основанием для нас является полевое определение влажности в различных солонцах от поверхности до грунтовых вод, произведенное в 1935 г. нашей экспедицией в Заволжье (данные публикуются). Кроме того, на Тургайском опытном поле получены аналогичные профиля влажности у солонцов еще в 1912—1914 гг., и тогда же пришли к мысли о восходящем движении солевых растворов в солонцах. Очень близкие профиля получил Stocker (1933) для содовых солончаковатых солонцов в Венгрии.

Содово-сульфатные солончаковатые солонцы

В морфологическом профиле этих солонцов уже можно видеть увеличение мощности элювиального и иллювиального горизонтов, опускание уровня конкреций $CaCO_3$ и значительное опускание либо даже исчезновение гипсового горизонта (табл. 8 — стр. 324 и фиг. 6 — стр. 325).

В солевом профиле, по данным химических исследований (табл. 9 и фиг. 7), обычно можно видеть, что самая сумма солей в подсолонцовых горизонтах редко переходит 0.5—2.0%; даже в подсолонцовых горизонтах накопления солей хлориды занимают подчиненное место, так как преобладают всюду сульфаты натрия и накопившаяся уже сода. Отношение между $HCO'_3 : Cl' : SO''_4$ в подсолонцовых горизонтах этих почв равно, примерно, 1: 2 : 3, 1 : 0.5 : 5. Солонцы этого типа нами встречены на вторых террасах рр. Глушица, М. Иргиз в Заволжье.

Хлоридно-сульфатный солончаковатый солонец. Данные ана

(Аналитик

Глубина (в см)	Сухой остаток (в %)	На 100 г почвы (в м-экв.)							
		Щелочность		Cl'	SO''_4	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}$	Сумма
		от норм. карбон. CO''_3	от бикарбон. HCO'_3						
0— 2	0.19	Нет	0.80	0.25	1.75	0.42	0.39	1.99	5.60
2— 7	0.18	»	0.27	0.50	0.43	0.14	0.08	1.98	4.40
7— 12	0.53	»	1.72	1.62	1.89	0.15	0.08	5.00	10.46
12— 16	0.73	0.13	1.67	2.35	6.12	0.25	0.08	9.94	20.54
16— 21	2.08	0.13	1.05	3.20	24.38	4.45	1.87	22.31	57.26
22— 27	2.72	0.13	0.63	3.62	33.20	8.01	3.17	26.27	74.90
35— 40	3.31	0.13	0.91	4.76	39.25	9.42	5.31	30.19	89.84
70— 75	2.34	0.13	0.46	3.38	30.48	5.40	4.70	24.22	68.64
100—105	2.06	0.13	0.50	2.88	25.94	2.95	4.29	22.08	58.64
130—135	1.99	0.13	0.81	2.70	24.22	1.53	2.67	23.53	55.46
165—170	1.68	0.13	0.86	2.27	21.69	0.81	1.84	22.17	49.64
180—185	2.33	0.13	0.66	1.60	31.25	10.05	3.85	19.61	67.02
245—255	2.24	0.13	0.68	2.23	27.06	5.29	3.58	21.10	59.94
360—370	1.98	0.13	0.56	1.68	25.18	11.14	2.07	14.21	54.84
440—450	1.77	0.13	1.00	1.46	8.25	1.14	0.80	8.77	21.42
530—540	1.88	0.13	1.05	1.26	9.56	3.43	1.13	7.31	23.74
580—590	0.32	0.13	1.13	1.00	2.89	0.61	0.21	4.20	10.04

Содово-сульфатный солончаковатый солонец. Данные анализа

Глубина (в см)	Сухой остаток (в %)	На 100 г почвы (в м-экв.)							
		Щелочность		Cl'	SO''_4	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}$ по разности	Сумма
		от норм. карбон. CO''_3	от бикарбон. HCO'_3						
0— 5	0.13	Нет	0.28	0.20	0.29	Следы	Следы	0.77	1.54
25— 30	2.06	»	0.61	0.62	25.38	5.84	6.41	14.36	53.22
65— 70	0.51	0.80	1.36	0.51	5.74	Следы	8.41	8.41	16.82
160—165	Не опр.	0.80	1.45	Нет	Нет	Нет	2.25	2.25	4.50
320—330	»	0.13	0.99	»	»	Следы	1.12	1.12	2.24
490—500	0.08	Нет	0.56	0.20	»	Следы	0.76	0.76	1.52
670—710	0.08	»	0.75	Нет	Заметн. следы	0.35	0.58	—	—
Грунтовая вода с 670 см в м-экв. на литр. . .	0.52	»	6.64	0.73	1.16	2.84	3.45	2.24	17.06

Таблица 7

лиза водной вытяжки; разрез 1 (Каспийская низменность) Г. Максимюк)

В % от суммы м-экв.						
Щелочность						
от норм. карбон. CO''_3	от бикарбон. HCO'_3	Cl'	SO''_4	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}$
	14.28	4.46	31.25	7.50	6.96	35.53
	28.86	11.36	9.77	3.18	1.81	45.00
	16.44	15.48	18.06	1.43	0.76	47.80
0.63	8.13	11.44	29.79	1.21	0.38	48.39
	1.83	5.58	42.57	7.77	3.26	38.96
	0.84	4.83	44.32	10.69	4.23	35.07
	1.01	5.29	43.68	10.48	5.89	33.60
	0.67	4.92	44.40	7.86	6.84	35.28
	0.85	4.91	44.23	5.03	7.13	37.65
	1.46	4.86	43.67	2.76	4.81	42.42
	1.73	4.57	43.69	1.63	3.70	44.66
	0.98	2.38	46.62	15.66	5.74	29.25
	1.13	3.72	45.14	8.82	5.97	35.20
	1.02	3.06	45.91	20.31	3.77	25.91
	4.66	6.81	38.51	5.32	3.73	40.94
	4.42	5.30	40.26	14.44	4.75	30.79
	11.25	9.96	28.78	6.07	2.09	41.83

Таблица 9

водной вытяжки и SO_4 гипса; разрез 41 (45) (Куйбышевская обл.)

В % от суммы м-экв.							SO_4 гипса (в %)
Щелочность							
от норм. карбон. CO''_3	от бикарбон. HCO'_3	Cl'	SO''_4	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}$	
—	18.18	12.99	18.83	—	50.00	50.00	1.00
—	1.15	1.16	47.68	10.97	12.04	26.99	6.43
4.75	8.08	3.03	34.12	—	50 00	50.00	2.14
17.77	32.22	—	—	—	50.00	50.00	Нет
5.80	43.16	—	—	—	50.00	50 00	0.46
—	36.80	13.15	—	—	50.00	50.00	1.93
—	—	—	—	—	—	—	1.39
—	38.92	4.27	6.79	16.64	20.22	13.13	—

Таблица 8

Особенности морфологического профиля содово-сульфатных солончаковатых солонцов

Горизонты	Глубина (в см)	Выраженность	Важные особенности
Элювиальный горизонт . .	0—8, 0—10	Хорошая	Рыхлый, гумифицированный
Иллювиальный » .	8—20, 10—30	»	Столбчато-призмовидный, уплотненный
Реакция с HCl	с 20—25	Резкая	—
Конкреции $CaCO_3$	» 40—50	Хорошая	—
» $CaSO_4$	с 40—50 или отсутствуют	Слабая	Часто отсутствует вплоть до грунтовой воды
Выцветы солей	с 30—40	Слабая	Тонкий налет
Грунтовые воды	» 300—700	—	Минерализация слабая

Содовые солончаковатые солонцы

Внешний облик содовых солонцов начинает уже утрачивать характерные особенности солонцового профиля (см. табл. 10 и фиг. 8). Окраска верхних горизонтов делается темной, столбчатая призмовидная структура часто сплывается и исчезает.

Гипсовые горизонты обычно отсутствуют. Карбонатность наблюдается иногда с поверхности.

Таблица 10

Особенности морфологического профиля содовых солончаковатых солонцов

Горизонты	Глубина (в см)	Выраженность	Важнейшие особенности
Элювиальный горизонт . .	0—2, 0—5	Отчетливая	Светлосерая слоистая корочка
Иллювиальный » .	2—20, 5—35	Резкая	Глыбистый, слитой
Реакция с HCl	с 5—15	Ясная	Пенистый характер
Конкреции $CaCO_3$	» 25—40	Отчетливая	Прожилки и глазки
» $CaSO_4$	Отсутствуют	—	—
Выцветы легкорастворимых солей	с 25—35	Слабая	Светлый налет при сильном высыхании
Грунтовые воды	200—400	—	Щелочные, минерализация слабая

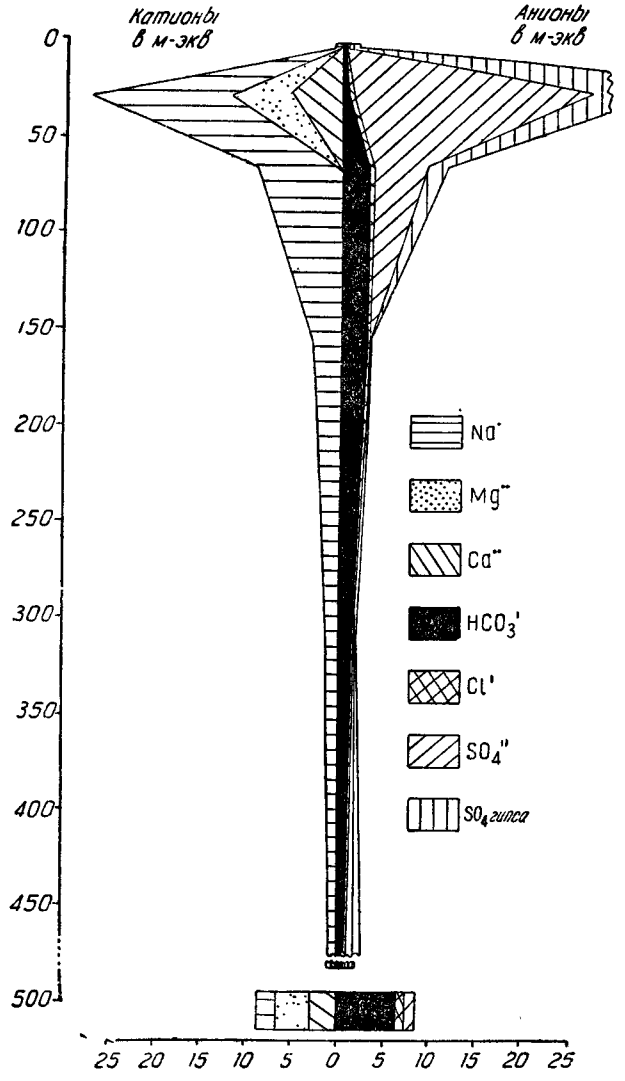
Многочисленные исследования содовых солонцов Куйбышевского Заволжья, Западной Сибири (Иванова и Герасимов, 1934), Украины (Виленский, 1930), Венгрии (Sigmond, 1936), Забайкалья (Прасолов, 1927), Якутии (Красюк, 1927), Средней Азии (Мазыро, 1936) согласно показывают всегда, что основным компонентом засоляющих профиль соединений является сода (до 0.4—0.8% HCO'_3). Второе место занимает сернокислый натрий (0.1—0.3% SO''_4) и последнее — хлориды (0.5—0.01% Cl'). Кроме того, в ка-

тионной части, в области максимума аккумуляции солей (25—35 см), намечается дальнейшее относительное уменьшение Ca в пользу Mg и особенно Na (табл. 17 и фиг. 9).

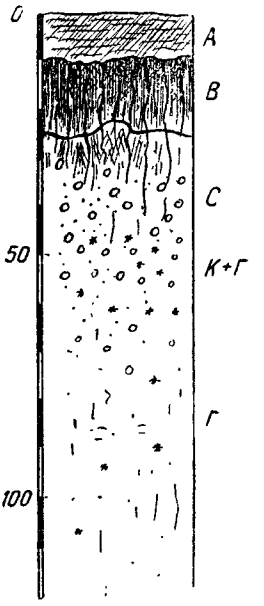
Отношение Ca : Mg : Na, по данным табл. 4, 5, 7, 9, в горизонтах максимальной аккумуляции солей (20—35 см) равно, примерно:

1) в сульфатно-хлоридных солонцах . 1 : 0,3 : 1
2) в хлоридно-сульфатных » . 1 : 0,5 : 3
3) в содово-сульфатных » . 1 : 1,0 : 2
4) в содовых солонцах . . . . . 1 : 1—4 : 4—10—50

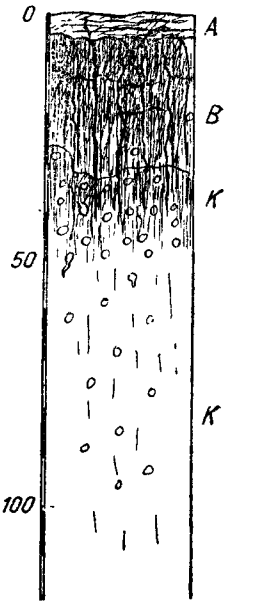
Потери кальция в электролитах в направлении к содовым солонцам достигают максимальных степеней, сводя его относительную роль к самому



Фиг. 7. Солевой профиль содово-сульфатного солонца.



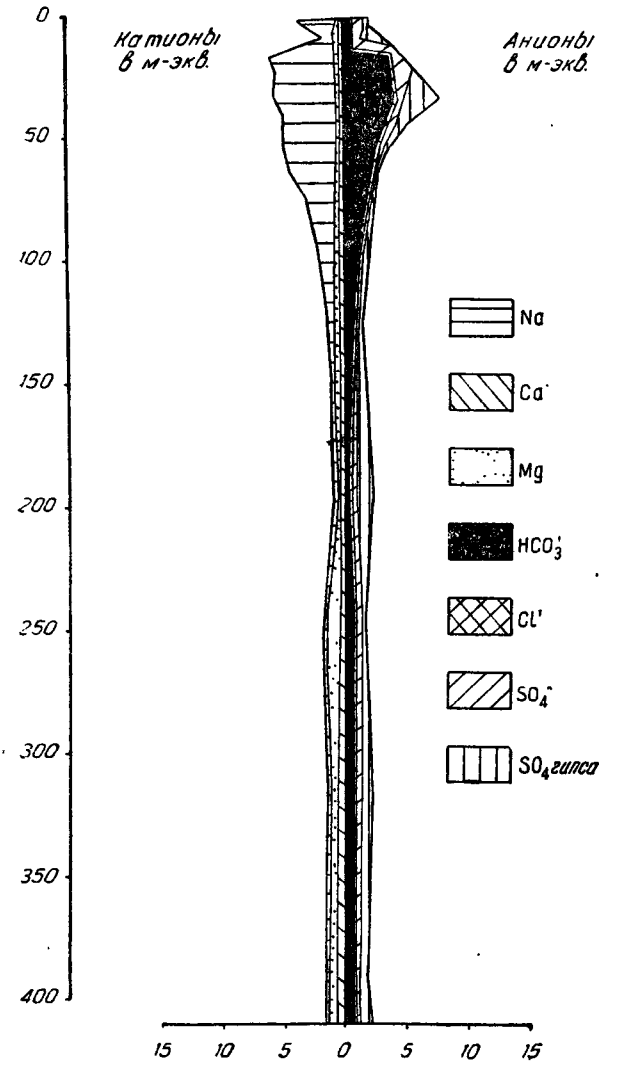
Фиг. 6. Солонец солончаковатый содово-сульфатный.



Фиг. 8. Солонец солончаковатый содовый.

низкому уровню. В табл. 11 приводятся результаты изучения солевого профиля одного из содовых солонцов Куйбышевской обл.

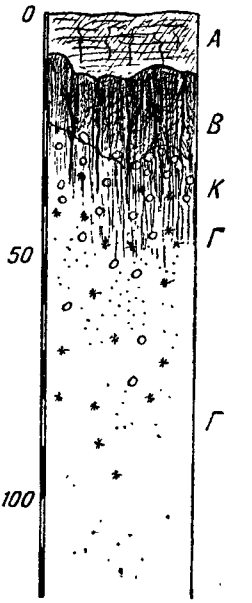
Обращаясь к данным валового анализа и соляно-кислых вытяжек (табл. 12), можно видеть, что:



Фиг. 9. Солевой профиль содового солонца.

а) развитие элювиального процесса здесь привело уже не только к сильным потерям в элювиальном горизонте кальция и магния, но и вызвало усиленную миграцию титана, железа, алюминия; лишь маргапец и кремнезем (кварца) подверглись остаточному накоплению;

б) элювиальным процессам в отношении кальция, магния и титана под-

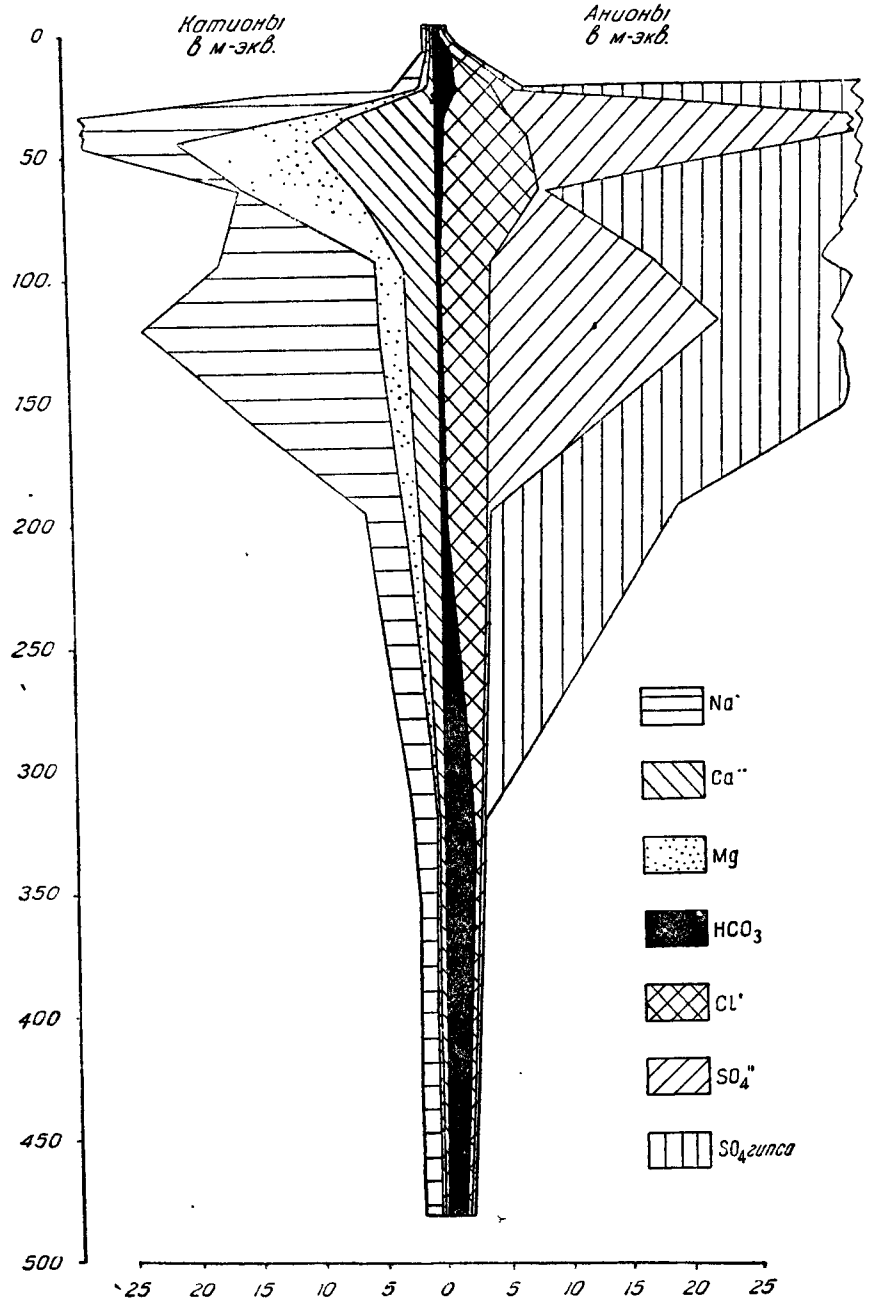


Фиг. 10. Солонец остаточно-солончаковатый.

вергся и солонцовый горизонт, в то время как в солонцах хлоридно-сульфатных это имело место лишь в отношении кальция и отчасти кремнекислоты;

в) в формировании иллювиального горизонта, судя по накоплению в нем сравнительно с поверхностным, наибольшая роль принадлежит титану и магнию, затем железу и кальцию и, наконец, алюминию;

г) по материалам солянокислых и щелочных вытяжек участие кремнекислоты в образовании иллювиального горизонта хотя и обнаружено,



Фиг. 11. Солевой профиль остаточно-солончаковатого солонца.

по степень его значительно уменьшена, очевидно за счет выноса ее из профиля вообще. Во всяком случае отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ от 4 : 1 в поверхностном и 5 : 1 в иллювиальном горизонте возрастает в материнской породе до 6 : 1.

Содовый солончаковатый солонец. Данные анализа вод (Куйбышев

Глубина (в см)	На 100 г почвы (в м-экв.)							
	Щелочность		Cl′	SO''_4	Ca··	Mg··	Na·	Сумма
	от норм. карбон. CO''_3	от бикарбон. HCO'_3						
0 — 3	Не опр.	5.60	Не опр. окрашена	0.78	0.29	0.25	5.84	12.76
5 — 10	»	7.19	»	2.75	1.16	0.69	8.09	19.88
10 — 15	»	4.50	»	2.51	1.84	0.83	4.34	14.02
20 — 25	»	9.00	»	1.34	1.09	0.53	8.72	20.68
30 — 35	»	7.70	»	1.10	0.57	0.42	7 81	17.60
45 — 50	»	7.00	»	0.16	0.20	0.30	6.66	14.32
60 — 65	0.87	2.65	0.15	0.66	0.13	0.18	4.02	8.66
75 — 80	0.69	1.99	0.12	1.30	0.12	0.23	3.75	8.20
105 — 110	0.22	1.66	0.13	0.49	0.07	0.26	2.17	5.00
145 — 150	Нет	1.22	0.06	0.05	0.31	0.36	0.66	2.66
195 — 200	»	1.06	0.08	0.09	0.47	0.49	0.27	2.46
250 — 260	»	1.06	0.07	0.02	0.49	0.25	0.41	2.30
300 — 320	»	1.20	0.06	0.08	0.48	0.47	0.39	2.68
360 — 370	»	1.12	0.05	0.09	0.52	0.35	0.38	2.52
Грунтовая вода с 360 см в м-экв. на литр	7.67	7.67	0.11	—	1.89	2.03	—	—

Таблица 12

Данные анализа валового состава (в пересчете на безгумусную и бескарбонатную навеску), HCl- и KOH-вытяжек из содового солонца (разрез 26)

Окислы	0 — 3 см	10 — 15 см	195—200 см	0—3 в % от 195—200	10 — 15 в % от 195—200	10 — 15 в % от 0 — 3
SiO_2	83.20	75.68	71.70	+ 16	+ 5	— 9
Al_2O_3	9.36	11.89	11.69	— 20	+ 2	+ 27
Fe_2O_3	3.62	5.64	5.30	— 32	+ 6	+ 56
TiO_2	0.57	1.35	1.56	— 64	— 14	+ 137
MnO	0.11	0.11	0.09	+ 22	+ 22	+ 0
CaO	2.08	2.91	6.70	— 69	— 58	+ 40
MgO	1.22	2.40	2.95	— 59	— 20	+ 97
SiO_2 из KOH- и HCl- вытяжки	9.18	11.13	11.32	—	—	—
То же Al_2O_3	4.31	3.72	2.87	—	—	—
То же MgO	1.00	1.28	1.70	—	—	—

Обменные основания в содовых солонцах характерны исключительно высоким количеством натрия, не имеющим места в других солонцах. В солонцовых горизонтах это выражается величинами 25—35 м-экв. при сумме 50—70 м-экв., что достигает 70%. В элювиальных горизонтах эта величина, естественно, меньше 8—10 м-экв. при сумме 30—40 м-экв.

Таблица 11

ной вытяжки, SO_4 гипса и определений pH; разрез 26 ская обл.)

В % от суммы м-экв.							SO_4 гипса (в %)	pH
Щелочность								
от норм. карбон. CO''_3	от бикарбон. HCO'_3	Cl'	SO''_4	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}$		
—	43.89	—	6.11	2.27	1.95	45.76	0.01	9.33
—	36.16	—	13.83	5.83	3.47	40.69	0.01	9.39
—	32.09	—	17.90	13.12	5.92	30.95	0.12	9.12
—	43.52	—	6.47	5.27	2.56	42.16	0.11	9.60
—	43.75	—	6.25	3.23	2.39	44.37	0.02	—
—	48.88	—	1.12	1.40	2.10	46.50	0.05	—
10.04	30.60	1.73	7.63	1.50	2.07	46.43	0.03	—
8.42	24.26	1.46	16.84	1.46	2.80	45.73	0.07	—
4.40	33.20	2.60	9.80	1.40	5.20	43.40	0.02	—
—	45.86	2.25	1.87	11.65	13.83	24.81	0.01	—
—	43.08	3.25	3.65	19.10	19.91	10.98	0.02	—
—	46.08	3.07	0.86	21.30	10.86	17.82	0.01	—
—	44.77	2.23	2.99	17.91	17.53	14.55	0.01	—
—	44.44	1.98	3.58	20.63	13.88	15.47	0.02	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—

2. Ряд солонцов остепнения

Остаточно-солончаковатые солонцы

Профиль остаточно-солончаковатых солонцов отличается уже большей выраженностью и мощностью элювиального и иллювиального горизонтов (см. табл. 13 и фиг. 10).

Таблица 13

Особенности морфологического профиля остаточно-солончаковатых солонцов

Горизонты	Глубина (в см)	Выраженность	Важнейшие особенности
Элювиальный горизонт	0 — 8, 0 — 15	Отчетливая	Светлосерый, рыхлый, слоистый
Иллювиальный »	8—20, 15—35	»	Столбчато-призмовидный, плотный, сверху осолоделый
Реакция с HCl	с 20 — 30	Слабая	Прерывистое или сплошное
Конкреции $CaCO_3$ . . .	» 25 — 35	Отчетливая	Прожилки, ниже глазки
» $CaSO_4$ . . .	» 30 — 40	»	Скопления прожилок и стяжений
Выцветы легкорастворимых солей	» 40 — 50	Ясная	Светлый налет при высыхании
Грунтовые воды	700 — 1000	—	Минерализация средняя

Остаточно-солончаковатый солонец. Данные анализа вод (Аналитик

Глубина (в см)	Сухой остаток (в %)	На 100 г почвы (в м-экв.)							
		Щелочность		Cl'	SO''_4	$Ca^{··}$	$Mg^{··}$	$Na^{·}$	Сумма
		от норм. карбон. CO''_3	от бикарбон. HCO'_3						
0 — 5	0.08	Нет	0.70	0.003	0.21	0.23	0.22	0.463	1.826
5 — 13	0.22	»	1.46	0.02	0.77	0.13	0.23	1.90	4.50
24 — 29	0.51	»	1.88	3.11	1.65	0.29	0.56	5.79	13.28
35 — 40	1.96	»	0.98	5.21	25.57	6.67	3.58	21.51	63.52
45 — 50	2.65	»	0.83	6.96	28.91	9.85	10.94	15.91	73.40
65 — 70	2.32	»	0.82	7.67	24.59	6.32	9.17	17.59	66.16
95 — 100	1.61	»	0.43	4.28	—	2.50	2.29	—	—
120 — 125	1.34	»	0.39	3.91	13.04	2.15	2.46	12.73	34.68
155 — 160	1 61	»	0.50	3.72	18.43	1.98	1.93	18.74	45.30
195 — 200	1.40	»	0.56	3.46	10.24	1.50	1.31	11.45	28.52
320 — 330	0.94	0.3	2.72	0.38	0.12	0.11	0.11	30.0	6.44
410 — 420	0.20	Нет	2.07	0.24	0.10	0.23	0.16	2.02	4.82
485 — 490	0.16	»	1.78	0.10	0.12	0.35	0.32	1.33	4.00
670 — 680	0.13	»	1.41	0.10	0.15	0.45	0.29	0.92	3.32
Грунтовая вода с 670 см в м-экв. на литр	0.81	»	5.16	0.85	0.90	2.9	2.00	2.01	13.82

Изучение солевого профиля данного типа (табл. 14 и фиг. 11) обнаруживает уже более глубокую промытость профиля этих солонцов от солей. Максимальная сумма переходящих в водную вытяжку солей редко бывает выше 1.5—2.5%, причем максимум лежит на глубине 40—60 см. В составе солей преобладают всюду сульфаты. В этом же горизонте обычно и максимум скоплений гипса. Соотношение между Cl': SO''_4 : HCO'_3 в горизонте аккумуляции солей равно 1 : 0.1 : 4 и Ca : Mg : Na равно 1—0.7 : 1 : 1—2. Это соотношение близко к тому типу, который наблюдался выше в содово-сульфатных солонцах. Анализ валового состава и пересчеты (табл. 15) вскрывают ряд особенностей:

а) Из элювиального горизонта вынесены магний, алюминий и кальций; однако, в отличие от предшествовавших случаев, кальций вынесен лишь в очень слабой степени, что уже указывает на его пополнение в процессе остепнения. Отлично и поведение титана, который, присоединяясь к кварцу и марганцу, также в сравнении с материнской породой относительно накопился.

б) Столбчатый горизонт показывает, что в отношении магния, кальция и кремнекислоты элювиальный процесс сказывается и в нем. Но, в сравнении с материнской породой, за счет поверхностного горизонта в нем активно аккумулируются соединения магния, железа и алюминия.

в) Иллювиальный горизонт, кроме того, по данным HCl- и KOH-вытяжек, обогащается и подвижной кремнекислотой, уходящей из поверхностного горизонта. Однако отношение между SiO_2 и Al_2O_3 в профиле всюду однообразно и близко к 4 : 1; есть даже признаки увеличения его в пользу SiO_2 к поверхности.

Таблица 14

ной вытяжки, SO_4 гипса и pH; разрез № 7 (Саратовская обл.) Т. Гавельсон)

В % от суммы м-экв.							SO_4 гипса (в %)	pH
Щелочность								
от норм. карбон. CO''_3	от бикарбон. HCO'_3	Cl'	SO''_4	Ca''	Mg''	Na'		
—	38.33	0.167	11.50	12.59	12.04	25.35	0.01	6.77
—	32.44	0.44	17.11	2.88	5.11	42.22	0.01	7.09
—	14.15	23.41	12.42	2.18	4.21	43.59	0.04	7.34
—	1.54	8.20	40.25	10.50	5.63	33.86	1.37	—
—	1.13	9.48	39.38	13.41	14.90	21.67	1.67	—
—	1.24	11.59	37.16	9.55	13.86	26.58	1.22	—
—	—	—	—	—	—	—	0.64	—
—	1.12	11.27	37.60	6.19	7.09	36.70	0.89	—
—	1.10	8.21	40.68	4.37	4.26	41.36	0.73	—
—	1.96	12.13	35.90	5.25	4.60	40.14	0.001	—
4.26	38.63	5.39	1.70	1.56	1.86	46.87	Не опр.	—
—	42.94	4.97	2.07	4.77	3.31	41.90	»	—
—	45.50	2.50	3.00	8.75	8.00	33.25	»	—
—	42.46	3.01	4.51	13.55	8.73	27.71	2.16	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—

В составе обменных оснований этих солонцов Na занимает еще заметное место. Сумма обменных оснований достигает 30—40 м-экв., а на долю Na падает 10—15 м-экв., т. е. 25—35%.

Таблица 15

Данные анализа валового состава (в пересчете на безгумусную, безгипсовую навеску), HCl- и KOH-вытяжек из остаточного солончаковатого солонца. Разрез 7

Окислы	0 — 5 см	15 — 20 см	195—200 см	0 — 5 в % от 195—200	15 — 20 в % от 195—200	15 — 20 в % от 0 — 5
SiO_2	79.24	73.37	75.84	+ 4	— 5	— 8
Al_2O_3	12.25	15.85	13.44	— 9	+ 18	+ 29
Fe_2O_3	4.08	6.28	5.09	— 20	+ 23	+ 54
TiO_2	0.82	0.80	0.70	+ 17	+ 14	— 3
MnO	0.16	0.13	0.13	+ 23	+ 0	— 19
CaO	1.98	1.33	2.09	— 5	— 37	— 33
MgO	1.44	2.31	2.70	— 44	— 15	+ 60
SiO_2 из HCl-вытяжки	10.24	14.52	10.32	—	—	—
То же Al_2O_3	3.83	7.24	5.05	—	—	—
То же MgO	1.10	1.90	2.03	—	—	—

Остаточно-слабосолончаковатые солонцы

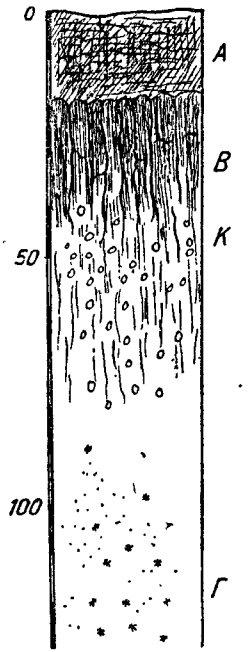
В профиле остаточно-слабосолончаковатых солонцов, с одной стороны, можно видеть дальнейшее увеличение мощности элювиального и иллювиального горизонтов, а с другой — ослабление их выраженности под влиянием остепнения (табл. 16 и фиг. 12).

Таблица 16

Особенности морфологического профиля остаточно-слабосолончаковатых солонцов

Горизонты	Глубина (в см)	Выраженность	Важнейшие особенности
Элювиальный горизонт	0 — 15, 0 — 20	Ясная	Появляется комковатость
Иллювиальный »	15—30, 20—45	Отчетливая	Непрочный, призмовидный с пониженной плотностью
Реакция с HCl	с 30 — 40	Ясная	Бурное вскипание
Конкреции $CaCO_3$ . .	» 40 — 45	Очень резкая	Цементированный
» $CaSO_4$ . .	» 90 — 150	Ясная	Прожилки и стяжения
Выцветы легкорастворимых солей	» 90 — 150	Очень слабая	Белесоватый несплошной налет
Грунтовые воды	800 — 1000 и глубже	—	Минерализованность средняя

Соли в этих солонцах сильно выщелочены, и их максимум, не превышающий 1.5—2.5%, находится на глубине лишь 100—200 см.



Фиг. 12. Солонец остаточно-слабосолончаковатый.

В качестве примера приводятся анализы водной вытяжки гипса и CO_2 в остаточно-слабосолончаковатом солонце (табл. 17). Из этих материалов можно видеть, насколько мало в солевом профиле осталось гипса и как низко опущен горизонт его максимума (115—120 см, 0.34% SO_4''). На этой же глубине находится и максимум солончаковатости (сухого остатка 2.126%). В составе солей в анионной части здесь явно преобладают сульфаты над хлоридами и карбонатами: $Cl':SO''_4:HCO'_3 = 1:3:0{,}03$, а в катионной заметно уменьшилась роль магния и увеличилась роль кальция.

В составе солей увеличилась относительная роль $MgSO_4$. При всем этом слабая солончаковатость прослеживается еще и выше, вплоть до горизонтов 20—35 см, где преобладает еще NaCl, поднимающийся диффузно либо с пленочными растворами (фиг. 13).

В валовом составе главных горизонтов этого же солонца (табл. 18) бросаются в глаза следующие особенности:

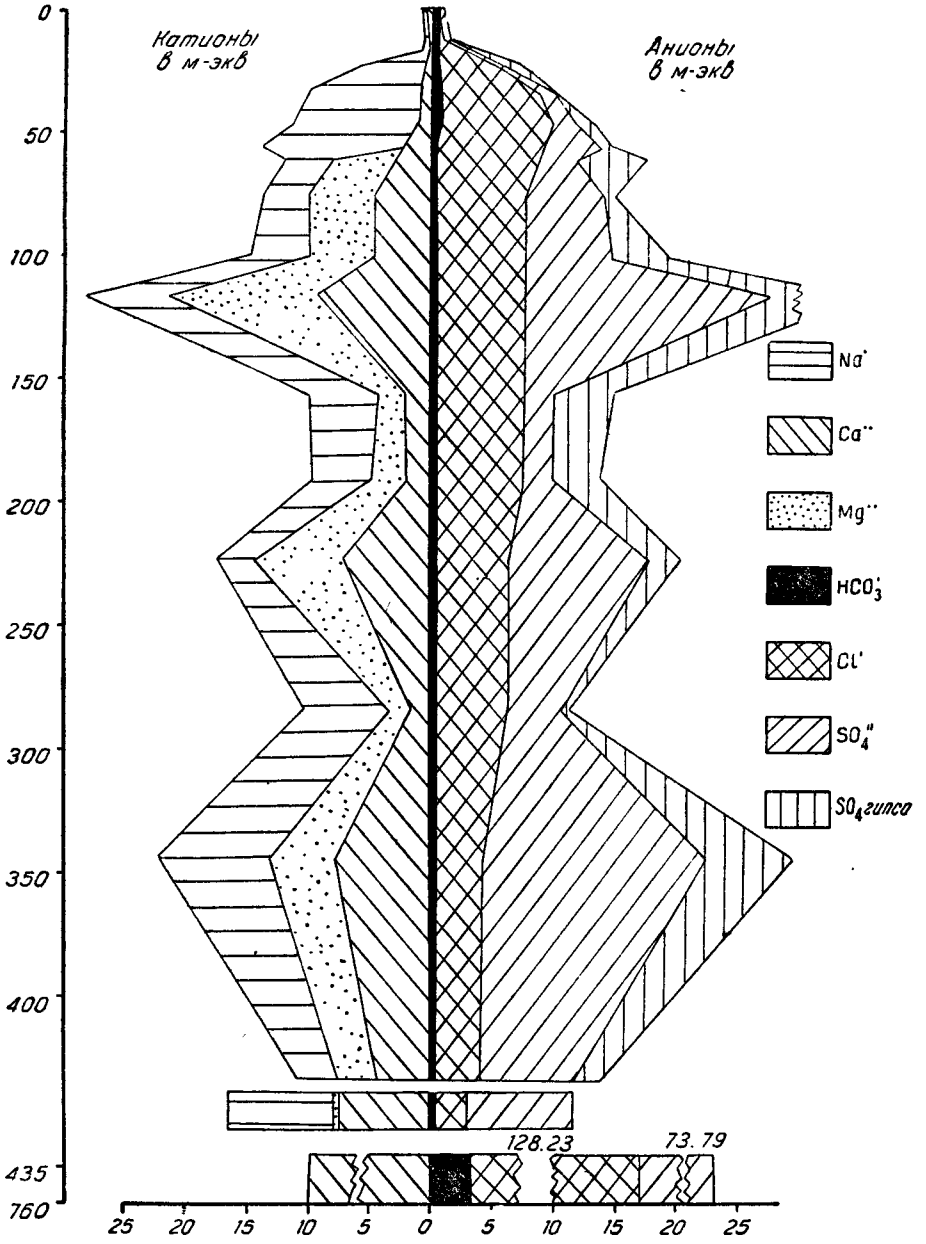
а) резко выраженная аккумуляция кальция в поверхностных горизонтах; напомним, что это явление имело место уже в предшествующем виде солонцов. Несомненно, здесь общая закономерность, свойственная всему ряду солонцов остепнения, связанная с биологическим малым круговоротом под влиянием растительности;

б) кроме обычно стабильного в элювиальном горизонте марганца, отмечается накопление кремнекислоты и алюминия. В этом также можно видеть признаки ослабления солонцового процесса под влиянием остепнения;

Таблица 17

Остаточно-слабосолончаковатый солонец. Данные анализа водной вытяжки и SO_4 гипса; разрез 5 (Саратовская обл.)

Глубина в см	Сухой остаток в %	На 100 г почвы (в м-экв.)								В % от суммы м-экв.							SO_4 гипса (в %)
		Щелочность		Cl′	SO''_4	Ca··	Mg··	Na·	Сумма	Щелочность		Cl′	SO''_4	Ca··	Mg··	Na·	
		от норм. карбон. CO''_3	от бикарбон. HCO'_3							от норм. карбон. CO''_3	от бикарбон. HCO'_3						
0 — 5	0.10	Нет	0.52	0.08	0.25	0.60	0.01	0.24	1.70	Нет	30.58	4.70	14.70	35.29	0.59	14.11	Нет
12 — 16	0.14	»	0.54	0.37	0.50	0.35	0.12	0.94	2.82	»	19.14	13.12	17.73	12.41	4.25	33.33	0.01
16 — 21	0.26	»	0.57	2.34	0.40	0.20	Нет	3.71	6.62	»	8.61	35.34	6.04	3.02	—	48	—
21 — 26	0.36	»	0.52	4.15	0.62	0.50	0.05	4.74	10.58	»	4.91	39.22	5.86	4.72	0.48	44.80	0.06
30 — 35	0.65	»	0.74	7.76	1.21	0.85	0.16	8.70	19.42	»	3.81	39.95	6.23	4.37	0.83	44.80	0.01
45 — 50	0.81	»	0.61	9.02	1.69	1.15	0.07	10.10	22.64	»	2.64	39.84	7.46	5.08	0.31	44.61	0.08
55 — 60	0.93	»	0.61	8.74	4.68	2.45	0.14	11.44	28.06	»	2.17	31.14	16.67	8.73	0.50	40.77	—
60 — 65	0.91	»	0.39	8.46	2.79	2.99	4.93	3.72	23.28	»	1.67	36.34	11.94	12.84	21.17	15.98	0.03
75 — 80	1.04	»	0.34	7.33	6.20	4.59	5.59	3.69	27.74	»	1.22	26.42	22.35	16.54	20.15	13.31	0.27
100 — 105	1.03	»	0.28	7.33	7.08	4.64	5.26	4.79	29.38	»	0.95	24.94	24.10	15.80	17.90	16.30	0.04
115 — 120	2.13	»	0.26	7.33	20.99	9.18	12.83	6.57	57.16	»	0.45	12.82	30.72	16.06	22.44	11.49	0.23
155 — 160	0.68	»	0.43	7.33	2.29	2.10	2.30	5.65	20.10	»	2.14	36.46	11.40	10.44	11.45	28.11	0.34
190 — 200	0.72	»	0.39	7.05	2.29	1.99	2.96	4.78	19.46	»	2.00	36.23	11.76	10.22	15.21	24.56	0.16
220 — 230	1.40	»	0.36	5.64	11.45	7.19	7.24	3.02	34.40	»	1.03	16.16	32.89	20.60	20.74	8.66	0.12
280 — 290	0.68	»	0.39	5.64	4.37	1.56	1.80	7.04	20.80	»	1.87	27.11	21.00	7.50	8.66	33.84	0.03
340 — 350	1.94	»	0.16	3.95	18.11	7.70	5.58	8.94	44.44	»	0.36	8.88	17.32	17.32	12.55	20.12	0.35
440 — 450	0.93	»	0.33	3.67	7.50	4.10	3.11	4.29	23.00	»	1.43	15.45	32.61	17.82	13.52	18.65	0.11
605 — 615	0.49	»	0.44	3.38	2.50	1.81	0.64	3.87	12.64	»	3.48	26.74	19.78	14.32	5.06	30.61	0.02
680 — 690	0.59	»	0.39	3.38	4.49	1.71	0.97	5.88	17.12	»	2.28	19.74	27.98	9.99	5.66	34.34	0.19
760 — 770	0.40	»	0.44	2.54	7.50	1.56	0.32	8.60	20.96	»	2.10	12.11	35.78	8.44	1.52	41.03	0.12
Грунтовая вода с 760 см в м-экв. на литр . . .	—	0.33	2.96	12.82	73.79	35.45	54.45	—	179.80	—	—	—	—	—	—	—	—



Фиг. 13. Солевой профиль остаточно-слабосолончаковатого солонца.

в) соединения магния, железа, титана, как и прежде, показывают значительный переход в иллювиальный горизонт. Но не исключено, что здесь проявляются лишь реликты прежних процессов;

г) в иллювиальном горизонте так же, как и в других солонцах, можно наблюдать накопление магния, титана, железа и алюминия;

д) несмотря на то, что иллювиальный горизонт показывает по данным HCl- и KOH-вытяжек некоторое накопление кремнекислоты, ее соотношение с Al_2O_3 свидетельствует о начале закрепления кремнекислоты в поверхностном горизонте.

Таблица 18

Данные анализа валового состава (на бескарбонатную и безгумусную навеску) HCl- и KOH-вытяжек из остаточно-слабосолончаковатого солонца. Разрез 5

Окислы	0—5 см	16—21 см	190—195 см	0—5 в % от 190—195 см	16—21 в % от 190—195 см	16—21 в % от 0—5 см
SiO_2	79.90	70.23	74.58	+ 6	— 6	— 11
Al_2O_3	12.12	16.78	11.43	+ 6	+ 38	+ 30
Fe_2O_3	4.34	7.42	6.95	— 38	+ 7	+ 71
TiO_2	0.61	2.01	1.68	— 64	+ 20	+ 229
MnO	0.13	0.10	0.12	+ 8	— 17	— 23
CaO	2.01	2.01	1.69	+ 19	+ 19	+ 0
MgO	1.38	2.42	3.54	— 61	— 32	+ 75
SiO_2 из HCl-вытяжек	15.11	17.75	15.56	—	—	—
То же Al_2O_3	4.20	8.16	5.61	—	—	—
То же MgO	0.96	1.95	2.01	—	—	—

Отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ в поверхностном горизонте равно 6 : 1, в иллювиальном 3.5 : 1 и в материнской породе 5 : 1.

Процесс остепнения проявляется и в составе поглощенных оснований. Количество обменного натрия в иллювиальном горизонте редко бывает больше 10 м-экв., равняясь в среднем 7—9 м-экв. при сумме около 40 м-экв., что составляет около 15—25%, остальное падает на кальций и магний, при общей тенденции преобладания кальция (до 20—25 м-экв.).

Солонцы остепненные безгипсовые

Профиль остепненных солонцов сближается уже с каштановыми солонцеватыми почвами (см. табл. 19 и фиг. 14). Это сближение проявляется как в гумифицированности поверхностного горизонта, так и в повышенной глубине вскипания и залегания карбонатов и гипса.

Таблица 19

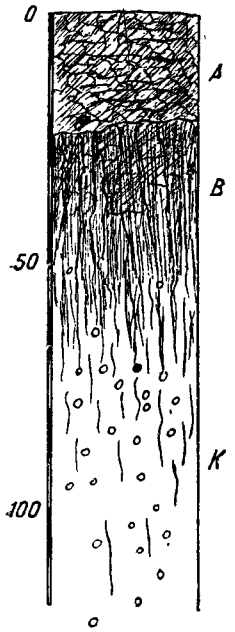
Особенности морфологического профиля остепненных солонцов

Горизонты	Глубина (в см)	Выраженность	Важнейшие особенности
Элювиальный горизонт	0 — 20, 0 — 25	Ясная	Слоевато-комковатый, серый, иногда темносерый
Иллювиальный »	20—35, 25—45	Отчетливая	Разрушенно-призмовидный или столбчато-комковатый
Реакция с HCl	с 35 — 45	Ясная	Бурная
Конкреции $CaCO_3$	» 50 — 70	Очень резкая	Глазки; цементирован
» $CaSO_4$	с 200 — 300 или отсутствуют	Средняя	Тонкие прожилки
Выцветы легкорастворимых солей	Отсутствуют	—	—
Грунтовые воды	700 — 1000 и глубже	—	Минерализованность слабая

Остепненный безгипсовый солонец. Данные анализа вод-

Глубина в см	Сухой остаток	На 100 г почвы (в м-э к в.)							
		Щелочность		Cl′	SO''_4	Ca··	Mg··	Na·	Сумма [1]
		CO''_3	HCO'_3						
0 — 5	0.07	Нет	0.66	Нет	Нет	0.34	0.30	0.02	1.32
10 — 15	0.09	»	0.78	сл.	сл.	0.43	0.49	0.01	1.86
15 — 20	0.06	»	0.48	»	»	0.30	0.23	Нет	1.06
25 — 30	0.06	»	0.32	»	»	Сл.	Сл.	»	0.64
35 — 40	0.06	»	0.62	»	»	0.68	»	»	1.36
55 — 60	0.07	»	1.12	»	»	0.46	0.49	0.17	2.24
80 — 85	0.11	»	0.85	»	0.05	0.27	0.38	0.25	1.80
100 — 105	0.16	0.03	0.94	0.21	0.09	0.21	0.34	0.72	2.54
130 — 135	0.18	0.07	1.01	0.63	0.09	0.21	0.22	1.37	3.60
150 — 155	0.24	0.10	0.98	1.05	0.78	0.23	0.22	2.46	5.82
195 — 200	0.96	0.08	0.38	1.62	11.37	4.60	2.62	6.23	26.90
240 — 250	1.68	Нет	0.36	2.62	20.49	12.56	4.77	6.14	46.94
250 — 420	0.62	0.08	0.76	1.92	1.32	0.32	0.16	3.60	8.16
680 — 690	0.18	0.16	0.92	0.68	0.49	0.23	0.11	1.91	4.50
790 — 800	0.17	0.08	1.04	0.30	0.36	0.28	0.08	1.42	3.56
990 — 1000	0.14	0.24	0.54	0.27	0.30	0.22	0.30	0.83	2.70

В солевом профиле остепненных солонцов выщелоченность и опресненность получают дальнейшее развитие (табл. 20). Соли в заметных количествах появляются лишь с глубины 100—170 см, достигая максимума (1.5—2.0%) лишь на 200—300 см.



Фиг. 14. Солонец остепненный.

Аналитически SO''_4 гипса обнаруживаются в заметном размере глубже 100—150 см, а иногда и ниже: 200—300 см. Щелочность опускается в более глубокие горизонты.

В составе катионов, особенно в верхних горизонтах солонцов высоких террас или водоразделов, где процесс остепнения имеет бóльшую давность, кальций и магний намного преобладают над натрием (Ca : Mg : Na = 1 : 1 : 0.1; 1 : 1 : 0.2).

Преобладание кальция замечается и в горизонтах наиболее засоленных (Ca : Mg : Na = 1 : 0.4 : 0.5; 1 : 0.5 : 0.2). В приводимом нами примере это выражено несколько слабее, так как разрез № 14 взят с террасы, а не с водораздела. В анионной части преобладает всюду SO''_4, как это и следовало ожидать (фиг. 15).

Не приводя табличных данных, отметим, что в валовом составе остепненных солонцов наблюдаются те же признаки дифференциации профиля и накопления кальция, уже отмеченные выше. Для иллюстрации процесса остепнения особенно интересно сопоставить соотношение Ca, Mg, Na и K в различных солонцах по данным солянокислых вытяжек из поверхностных горизонтов.

[1] Сумма миллиэквивалентов учитывалась по катионам. Na определялся непосредственно.

Таблица 20

ной вытяжки SO_4 гипса; разрез 14 (Саратовская обл.)

В % от суммы м-экв.							
Щелочность							
CO''_3	HCO'_3	Cl'	SO''_4	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}$	SO_4 гипса (в %)
Нет	50	Сл.	Сл.	25.75	22.72	1.51	Нет
»	41.93	»	»	23.11	26.34	0.55	»
»	45.28	»	»	28.31	21.69	Нет	»
»	5.0	—	—	—	—	»	»
»	45.58	Сл.	Сл.	50	—	»	»
»	50	»	»	20.53	21.88	7.58	»
»	47.22	»	2.77	15.00	21.11	13.88	»
1.18	37.00	8.26	3.54	8.26	13.38	28.34	»
1.94	28.05	17.50	2.50	5.83	6.11	38.06	0.001
1.72	16.83	18.04	13.40	3.95	3.78	42.26	0.007
0.29	1.41	6.02	42.26	17.10	9.73	23.15	0.056
—	0.77	5.58	43.65	26.75	10.16	13.08	0.026
0.98	9.31	23.52	16.17	3.92	1.96	44.11	0.011
3.55	20.44	15.11	10.88	5.11	2.44	42.44	0.005
2.24	29.21	8.42	10.11	7.86	2.25	39.88	0.003
6.89	20.00	10.00	11.11	8.14	11.11	30.74	0.004

В содовом солонце (разрез № 26) отношение $CaO + MgO : Na_2O = 1.3 : 1$; в солонце остаточно-слабосолончаковатом (разрез № 5) это же отношение возрастает до 4.2 : 1. В остепненном же солонце (разрез № 14) оно подымается уже соответственно до 11.7 : 1. В ослабленной степени эта закономерность проявляется и в иллювиальных горизонтах.

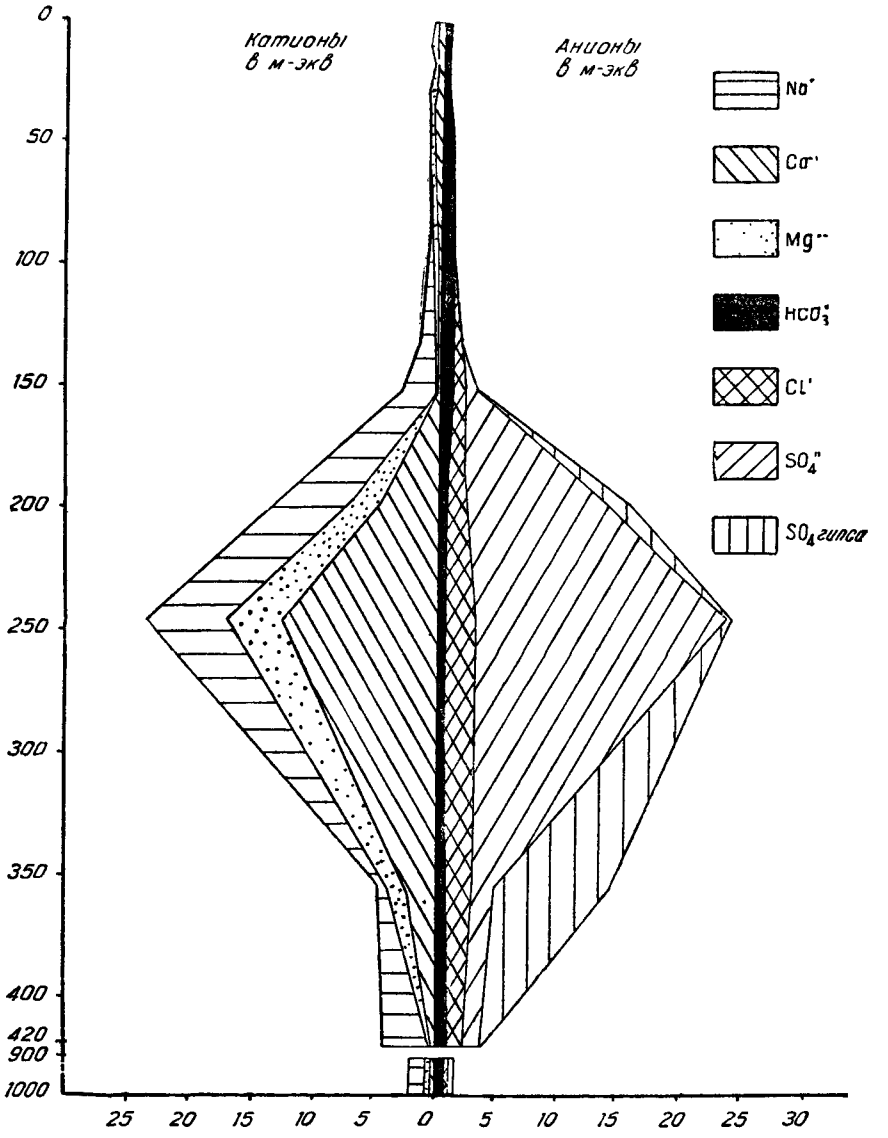
Кроме аккумуляции Ca и Mg, происходит и замещение натрия калием. По нашим данным, верхний горизонт содового солонца характеризуется отношением $K : Na = 0.32 : 1$, остаточно-слабосолончаковатого 1.5 : 1 и остепненного 4.1 : 1 (Ковда, 1937).

Ослабляется также и десиликация профиля, и отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ приближается к 6 : 1, что, по данным американских почвоведов и И. Н. Антипова-Каратаева, уже характерно для каштановых почв (1937).

Сумма поглощенных оснований в верхних горизонтах остепненных солонцов равна 20—30 м-экв., на долю Na в том числе падает от 2 до 8% от суммы. В иллювиальных горизонтах сумма возрастает до 25 — 35 м-экв., и натрий занимает еще заметную долю: 15—20%. Уменьшение натрия, конечно, необходимо отнести на замещение его кальцием, относительное значение которого в числе обменных оснований вырастает до 60—70%, а иногда и выше.

Сопоставляя сумму обменных оснований в различных солонцах (табл. 21), можно видеть, что адсорбционная способность солонцов имеет тенденцию расти в направлении к содовым солонцам (сумма до 70 м-экв.) и уменьшаться в солонцах ряда остепнения. Мы склонны объяснить это явление: а) изменением реакции от сильнощелочной до слабощелочной, что уменьшает отрицательный заряд почвенных коллоидов и снижает их «емкость обмена»; б) переходом подвижных форм перегноя и кремнекислоты в менее тонкодисперсные и уменьшением суммарной активной поверхности.

Процессу остепнения солонцов после отрыва их от грунтовых вод и засе-



Фиг. 15. Солевой профиль остепненного солонца.

ления аккумулирующей Ca растительностью мы придаем большое принципиальное значение.

Вопрос об эволюции солонцов решается не столь односторонне, как это намечалось в некоторых исследованиях (Д. Г. Виленский, 1924)—обязательно в сторону осолодения.

Развитие солонцов через процесс остепнения получает «выход» к другим типам почвообразования, свойственным степям, — каштановому и черноземному.

Получает свое объяснение и практика мелиорации солонцов. Отрыв солонца от грунтовых вод с помощью дренажа, внесение кальция извне

Таблица 21

Сумма обменных оснований в различных солонцах

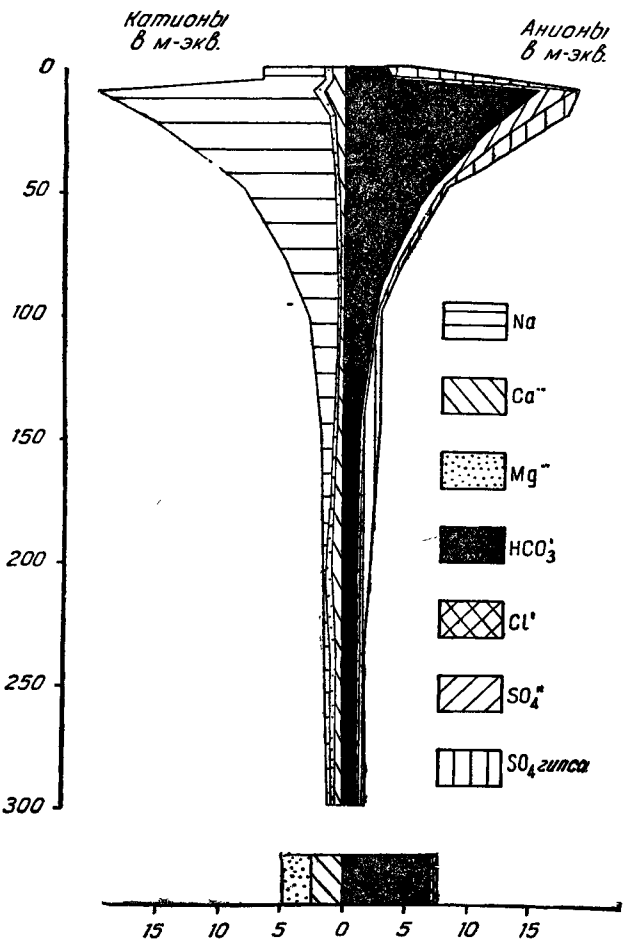
Солонцы	Горизонт	Сумма обменных оснований (в м-экв.)
Сульфатно-хлоридные	E	35 — 40
	I	45 — 50
Содовые	E	35 — 40
	I	50 — 70
Остаточно-солончаковатые	E	25 — 30
	I	35 — 40
Остаточно-слабосолончаковатые	E	25 — 30
	I	35 — 40
Остепненные	E	15 — 30
	I	25 — 35

в форме гипса или других соединений, успешное применение сидерации, органических удобрений и травосеяния (особенно люцерны) являются не чем иным, как искусственным интенсивным остепнением солонцов, приданием им тех свойств, которые характерны для плодородия степных почв.

Мы не знаем еще всех носителей плодородия степных почв, но накопление в остепняющихся солонцах Ca, K, P и органического вещества при уменьшении количества Na, несомненно, входит в число причин, повышающих производственные их свойства.

3. Ряд солонцов реградации

Мы уже отмечали, что солонцы этого ряда изучены крайне недостаточно. Есть морфологические описания реградированных солонцов побережья Сивашей (Т. Таранец, 1928), где они развиваются в связи с наступанием береговой



Фиг. 16. Солевой профиль содового солонца-солончака.

Реградированный содовый солонец-солончак. Данные анализа (Аналитики Г. Макси

Глубина (в см)	Сухой остаток (в %)	На 100 г почвы (в м-экв.)						
		Щелочность общая HCO'_3	Cl'	SO''_4	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}$ по разности [1]	Сумма
0 — 5	0.74	3.10	Не опр. окрашен.	0.11	0.89	0.54	1.78	6.42
5 — 10	1.79	16.00	»	2.73	1.60	0.76	16.37	37.46
15 — 20	1.35	13.50	»	2.37	0.65	0.35	14.87	31.74
25 — 30	1.46	10.90	»	2.00	0.56	0.30	12.04	25.80
35 — 40	0.58	9.00	»	0.89	0.26	0.24	9.39	19.78
45 — 50	0.44	6.42	0.14	0.35	0.16	0.28	6.47	13.82
75 — 80	0.25	2.77	0.08	0.09	0.15	0.06	2.73	5.88
95 — 100	0.20	2.68	0.16	0.05	0.20	0.31	2.38	5.78
145 — 150	0.12	1.44	0.08	0.02	0.26	0.30	0.98	3.08
195 — 200	0.09	1.17	0.07	0.11	0.87	0.41	0.07	2.70
230 — 240	0.12	1.17	0.08	0.15	0.38	0.43	0.59	2.80
290 — 300	0.08	1.09	0.06	0.09	0.53	0.50	0.21	2.48
Грунтовая вода с 300 см в м-экв. на литр	0.53	6.42	0.34	—	2.50	—	—	—

линии моря на сушу и поднятием грунтовых вод. Немногие аналитические данные приведены в работах Д. Г. Виленского. В качестве одного из примеров реградации солонцов в солончаки мы рассмотрим содовые солончаки-солонцы Куйбышевской области, где они приурочены к бессточным котловинам на второй и третьей древних террасах рр. Самарки, Кинель, Кутулук и др. Бессточность этих котловин чисто местного значения и связана, очевидно, со старением рельефа древних речных террас — главным образом с заиливанием стариц, лощин, логов и разобщением их на изолированные депрессии. Превращаясь, таким образом, в водосборные и солесборные местные впадины, депрессии получают дополнительное питание грунтовых вод и начинают постепенно засоляться, особенно на положительных элементах микрорельефа. Источником соды при этом являются солонцы окружающих повышенных пространств.

Судя по литературным данным, содовые солончаки Венгрии, Днепровских террас, Кулундинской степи развиваются в аналогичных условиях.

Морфология подобных содовых солонцов-солончаков мало имеет общего с типичными солонцами. Черно-бурый горизонт, плотный и вязкий, 5—10 см мощности, расположен на поверхности. Он иногда прикрыт светлой пылеватой корочкой, книзу же переходит в комковато-зернистый соленосный горизонт (с 5—10 см до 15—20 см). Гипс отсутствует, карбонаты иногда выражены плохо, но реакция с HCl обычно обнаруживается с самой поверхности. Грунтовые воды лежат на глубине 2—3.5 м. Солевой профиль содовых реградированных солонцов-солончаков характеризуется расположением максимума солей близ самой поверхности на глубине 5—10 см (до 1.5—2%).

[1] Na подсчитан условно, так как количество Cl' не определено из-за окрашенности вытяжек до глубины 45 — 50 см.

Таблица 22

водной вытяжки и SO_4 гипса; разрез 23 (Куйбышевская обл.)

мюк и Т. Гевельсон)

В % от суммы м-экв.						SO_4 гипса (в %)
Щелочность общая HCO''_3	Cl'	SO''_4	Ca''	Mg''	Na'	
48.28	—	1.71	13.86	8.41	27.72	0.06
42.71	—	7.29	4.27	2.03	43.64	0.02
42.53	—	7.46	2.05	1.10	46.84	0.12
42.24	—	7.75	2.17	1.16	46.66	0.09
45.50	—	4.50	1.31	1.22	47.47	0.05
46.45	1.01	2.53	1.15	2.02	46.81	0.02
47.10	1.36	1.53	2.55	1.02	46.42	0.02
46.36	2.76	0.86	3.46	5.36	41.17	0.02
46.75	2.59	0.65	8.44	9.74	31.81	0.06
43.33	2.59	4.07	32.22	15.18	2.60	0.08
41.78	2.86	5.35	13.57	15.35	21.07	Следы
43.95	2.41	3.62	21.37	20.16	8.46	0.03
—	—	—	—	—	—	—

Ниже 30—40 см в направлении к грунтовой воде количество их резко падает.

В составе солей преобладает всюду сода (до 1.0% HCO_3), сульфаты и хлориды щелочей играют второстепенную роль, а иногда хлориды отсутствуют (табл. 22 и фиг. 16).

Вследствие высокого pH (до 9—9.5) и большего содержания соды, высокая пептизированность гуматов и силикатов обусловливают высокую адсорбционную способность этих солонцов. Сумма обменных оснований доходит до 70—80—100 м-экв., причем на долю Na падает 70—90% суммы.

Это, видимо, те содовые солонцы-солончаки, которые приводят в недоумение американского почвоведа Kelley. Исходя из высокой насыщенности содовых солонцов и содовых солонцов-солончаков обменным Na (до 70—90%), Kelley ожидал, что все солонцы должны иметь такое же количество Na. Не найдя, естественно, в других солонцах Америки таких величин обменного Na, Kelley пришел к выводу, что 20—25% обменного Na, которые обычно присутствуют в солонцах, не могут явиться причиной солонцеватости. Причиной солонцеватости в этих случаях является, по Kelley, обменный Mg, которого содержится больше, чем Na (Show и Kelley, 1935). Отсюда Kelley делает вывод, что неправильно объяснять специфический профиль солонцов содержанием обменного Na в таких количествах, как 20—25%.

К сожалению, Kelley не были известны исследования Панкова и Шавырыгина (1934), Антипова-Каратаева (1935) и других о том, что уже 10—15% Na от суммы обменных оснований способны вызвать сильную солонцеватость. Не известен Kelley и процесс остепнения солонцов, когда реликтовая морфологическая солонцеватость не эквивалентна наличному количеству обменного Na, который постепенно исчезает.

Высоко насыщенные Na (до 70—90%) солонцы представляют лишь частный случай в солонцовом процессе, именно случай на стадиях содового засоления грунтовых вод и грунтов.

* * *

Многообразие реградированных солонцов не исчерпывается, конечно, содовыми формами. Здесь могут быть самые разнообразные комбинации солей, которые еще ждут своих исследователей.

V. СОЛОНЦЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Специфическая солонцовая флора — полыни, кохии, камфоросма, кермек — биологически приспособлена к существованию на солонцовых почвах. Приспособление проявляется в различных формах. Во-первых, некоторые растения обладают способностью регулярно освобождать организм от избытка солей. Таковы, например, виды *Statice* (кермек), которые выделяют соли на поверхности листа. Во-вторых, ряд растений, обладая высоким осмотическим давлением клеточного сока, способны, несмотря на засоленность почв, поглощать раствор своими корневыми волокнами. Так, осмотическое давление клеточного сока у кермека доходит до 165 атм (Stocker, 1928). Надо сказать, что растительность солонцовых степей, судя по исследованиям Srocker'a в Венгрии, может развиваться на почвах с осмотическим давлением раствора до 28 атм; таким образом, их внутреннее давление еще выше. Наконец, некоторые виды (*Camphorosma*) обладают исключительной способностью к быстрой регенерации обильных корневых волосков в самых разнообразных частях своих подземных органов, используя случайные и небольшие дожди и росы (Stocker).

Культурная растительность этой приспособленностью, выработанной вековым естественным отбором, не обладает. Исключая хлопок, большинство культурных растенией обладают низким осмотическим давлением клеточного сока (ниже 15—20 атм).

Неизвестны культурные растения, обладающие и обессоливающим аппаратом. Поэтому на солонцовых почвах культурные растения обычно развиваются ненормально и без специальных мелиоративных мероприятий дают сниженный урожай или гибнут полностью.

Однако, повидимому, ненормальное развитие или гибель культурных растений на солонцах связаны не только с осмотическим давлением, физиологической сухостью и ядовитостью солей. Большую долю причин, кроме этих, необходимо искать в состоянии поглощающего комплекса солонцов, насыщенного Na.

Основоположником исследований этого вопроса явился К. К. Гедройц (1935). Его исследования еще в 1913 г. установили, что полное насыщение образцов тульского чернозема в отдельности NH_4, Na, K (на фоне полного удобрения N, P, K), при внесении и без внесения $CaCO_3$, приводит к гибели засеянных семян: они ослизнялись и полностью не всходили.

Многочисленные повторные опыты с включением и других катионов подтверждали эти первые данные. Опыты с Mg давали тот же результат. В отдельных случаях наблюдались единичные всходы, но они либо быстро гибли, либо давали ничтожный урожай.

Совершенно особое место во всех опытах занимал кальций; полное насыщение образцов чернозема кальцием не только не снижало урожай,

но, наоборот, его увеличивало. Близкое место к кальцию занимал стронций.

Позже исследования А. Т. Кирсанова и его сотрудников подтвердили наблюдения Гедройца. Наибольшей токсичностью отличались NH_4 и Na. Введение кальция ослабляло токсическое действие других катионов. Водород тоже ослаблял отрицательное действие Mg и Na.

По исследованиям А. Т. Кирсанова (1932), токсичность обменного натрия вариирует на различных почвах и для различных растений. Так, по его опытам, горчица обладает большей чувствительностью, чем овес. Уже 15—20% Na от емкости отзываются резко отрицательно на развитии растения и урожае.

Учитывая, что данные А. Т. Кирсанова получены в условиях вегетационного опыта, при разбавлении почвы песком и при оптимальной влажности, можно полагать, что токсический лимит обменного Na для полевых условий находится на уровне около 10% от суммы обменных катионов.

В большом противоречии с этими данными находятся исследования Е. И. Ратнера (1935), который установил, опять-таки в условиях вегетационного опыта, что содержание обменного Na до 20—30% от емкости обмена не снижает урожая овса и яровой пшеницы. Угнетение заметно сказывается лишь с 40%, и при 65—70% Na от емкости обмена растение гибнет. В почвах, богатых органическим веществом, указывает Ратнер, отрицательное влияние обменного Na сказывается сильнее.

Такие расхождения в установлении границ токсичности обменного Na говорят лишь о большой сложности и многообразности явления. Причины токсичности обменного натрия не ясны. Очевидно, нельзя их сводить лишь к одной.

Изменения в физике почв, вызываемые даже ничтожными дозами натрия, в условиях вегетационных опытов не имеют места, и с ними необходимо считаться только в полевой обстановке.

К. К. Гедройц и многие другие видят отрицательное действие обменного Na, K, NH_4 в способности их отщеплять в почвенный раствор ионы OH, отличающиеся, как известно, крайней токсичностью. Вероятность этого велика и потому, что в солонцовом горизонте присутствуют свободные силикаты и алюминаты натрия, сода и гумат натрия.

Ратнер приписывает последнему очень высокую токсичность.

Kelley в своих исследованиях пришел к мысли, что причина токсичности почвы, насыщенной обменным Na, заключается в нарушении нормального поступления кальция в растение и расстройстве кальциевого питания. Таким образом, носителем токсичности в солонцах, по Kelley, является не жидкая фаза, а твердая.

Ратнер, так же как и Kelley, причину токсичности солонцов видит в нарушении кальциевого питания.

Нам кажется, что на ряду с ядовитостью ионов OH, последнее обстоятельство действительно является одной из решающих причин токсичности почв, насыщенных натрием до высоких степеней. Сошлемся здесь на опыты Иоффе в Нью-Джерси.

Изучая состав золы растений (гречиха), выращенных на субстрате, содержащем различное количество Ca, Mg, K и NH_4, Иоффе (1936) нашел, что полное насыщение опытных почв NH_4 влечет гибель растений, а полное насыщение K и Mg вызывает значительное снижение урожая. Во всех случаях

Таблица 23

Обзорная таблица главнейших морфологических, химических и мелиоративных признаков солонцов

Название солонцов в классификации	Название горизонта	Мощность горизонта (в см)	Особенности морфологии	Сумма обменных оснований (в м-экв.)	Обменный Na (в м-экв.)	Отношение HCO_3:Cl: :SO_4 в горизонте скопления солей	Отношение Ca:Mg:Na в горизонте скопления солей
А. Солонцы солончаковатые	Элювиальный	До 1 — 5	Светлый слоистый пористый	35 — 40	5 — 8	—	—
1. Сульфатно-хлоридные солонцы (необходимы: дренаж, промывка, плантаж для самогипсования)	Иллювиальный	5 — 15	Глыбистый призмовидный	45 — 50	12 — 17	—	—
	Вскипание	С 0 — 10	Пенистое	—	—	—	—
	$CaCO_3$-конкреции	» 10 — 15	Жилки	—	—	—	—
	$CaSO_4$-конкреции	» 15 — 25	»	—	—	—	—
	Выцветы легкорастворимых солей	» 20 — 25	Сильный большой налет	—	—	Cl : SO_4 1 : 1.1 : 6	— 1 : 0.3 : 1
	Грунтовая вода	2 — 6 м	Минерализация высокая	—	—	—	—
2. Хлоридно-сульфатные, гипсоносные солонцы (необходимы: дренаж, промывка, плантаж для самогипсования)	Элювиальный	До 5 — 8	Светлый, комковато-слоеватый, пористый	—	3 — 5	—	—
	Иллювиальный	5 — 10 — 15	Столбчато - призматический	—	9 — 12	—	—
	Вскипание	С 0—5 до 10	Ясное	—	—		
	$CaCO_3$-конкреции	» 10 — 15	Прожилки и пятна	—	—	—	—
	$CaSO_4$-конкреции	» 25 — 30	Обильные мелкие стяжения и прожилки	—	—	—	—
	Выцветы легкорастворимых солей	30 — 35	Сильный белый налет	—	—	—	—
	Грунтовая вода	4 — 8 м	Минерализация высокая	—	—	Cl : SO_4 1 : 10.1 : 20	1 : 0.5 : 3
3. Содовые солонцы (необходимы: дренаж, промывка, химмелиорация)	Элювиальный	До 2 — 5	Светлая слоистая корочка.	35 — 40	8 — 10	—	—
	Иллювиальный	2 — 20 — 35	Тумбовидный глыбистый, слитой	50 — 70	25 — 35	8	—
	Вскипание	С 0.5 — 15	Пенистое	—	—	—	—
	$CaCO_3$-конкреции	» 25 — 40	Прожилки и глазки	—	—	—	—
	$CaSO_4$-конкреции	Нет	—	—	—	—	—
	Выцветы легкорастворимых солей	» 25 — 35	Слабый налет	—	—	HCO_3 : Cl : SO_4 1:0.01:0.1-1; 1-4:4-10-0.6	—

4. Содовые солонцы-солончаки (необходимы: дренаж, промывка, химмелиорация)	Грунтовая вода	2 — 4 м	Минерализация слабая	—	—	—	—
	Вскипание	С поверхн.	Слитой тумбовидный	60 — 80	30 — 45	—	—
	$CaCO_3$-конкреции	Нет	—	—	—	—	—
	$CaSO_4$-конкреции	»	—	—	—	—	—
	Выцветы легкорастворимых солей	С поверхн. С 10 — 15	Слабый налет	—	—	1 : 1 : 1.5 1 : 0.5 — 1	1 : 2 : 20 1 : 5 : 10
	Грунтовая вода	2 — 3 м	Минерализация слабая	—	—	—	—
Б. Солонцы остаточно- и несолончаковатые; остепняющиеся	Элювиальный	До 8 — 15	Светлосерый, рыхлый слоистый	25 — 30	5 — 10	—	—
	Иллювиальный	8 — 15 — 35	Столбчатый, призматический, иногда осолоделый сверху	35 — 40	10—15—18	—	—
1. Остаточные солончаковатые солонцы (необходимы: дренаж, в случаях подпора плотинами, промывка, возможно частичный плантаж для самогипсования)	Вскипание	С 20 — 30	Слабое, постепенно усиливающееся	—	—	—	—
	$CaCO_3$-конкреции	» 25 — 30	Прожилки, ниже глазки	—	—	—	—
	$CaSO_4$-конкреции	» 30 — 40	Скопление прожилок и глазков	—	—	—	—
	Выцветы легкорастворимых солей	» 40 — 50	Светлый налет при высыхании	—	—	—	1 : 1 : 1
	Грунтовая вода	7 — 10 м	Минерализация сильная	—	—	1 : 9 : 30	0.7 : 1 : 2
2. Остаточно - слабосолончаковатые солонцы	Элювиальный	До 15 — 20	Серый, плитчатокомковатый	25 — 30	3 — 6	—	—
	Иллювиальный	15 — 30 — 45	Непрочно-призматический	35 — 40	7 — 10	—	—
	Вскипание	С 30 — 40	Бурное	—	—	—	—
	$CaCO_3$-конкреции	» 40 — 45	Цементированные	—	—	—	—
	$CaSO_4$-конкреции	» 90 — 150	Прожилки и стяжения	—	—	—	—
	Выцветы легкорастворимых солей	— » 90 — 150	Белесоватый не сплошной налет	—	—	1 : 3 : 100	1 : 1 : 0.8 : 1
	Грунтовая вода	8 — 10 м и глубже	Минерализация средняя	—	—	—	—
3. Солонцы остепненные (химмелиорация не обязательна, дренаж и промывка не нужны)	Элювиальный	До 20 — 25	Темноватосерая, слоеватая, комковатая	15 — 30	1.5 — 3	—	—
	Иллювиальный	20 — 35 — 45	Разрозненно-призмовидный или столбчато-комковатый	25 — 35	5 — 7	—	—
	Вскипание	С 35 — 45	Бурное	—	—	—	—
	$CaCO_3$-конкреции	» 50 — 70	Цементированные	—	—	—	—
	$CaSO_4$-конкреции	»200 — 300 или отсутст.		—	—	—	—
	Выцветы легкорастворимых солей	Отсутств.	—	—	—	—	—
	Грунтовая вода	8—10—15 м и глубже	Минерализация слабая			Следы	Следы

обнаруживается уменьшение содержания кальция в золе растений в 5—6 раз против контрольного (Иоффе, 1936).

К сожалению, Иоффе не исследовал влияние Na в этом же смысле. Очевидно, оно близко к Mg и NH_4. Однако уже К. К. Гедройц предостерегал от односторонпего взгляда на токсичность обменного Na, считая, что небольшие количества его не только совершенно необходимы для растения, но оказывают даже положительное влияние. Е. Н. Ратнер, Л. П. Розов, П. Н. Ромашов разделяют также эту точку зрения.

Очевидно, положительное влияние натрия здесь сказывается через повышенную растворимость соединений фосфора. Так, Ромашов указывает, что на почвах Макиевской опытной станции присутствие 0.02% поглощенного натрия повышает доступность почвенных соединений растению и поэтому желательно. Л. П. Розов (1936) считает, что пределом положительного влияния обменного натрия на растение является величина не выше 5% Na от емкости.

Но эта граница, как и граница выраженного отрицательного влияния, весьма приближенная и нуждается в уточнении для определенных типов солонцов и растений в производственной обстановке.

Систематических данных, характеризующих токсичность обменного Na в полевых производственных условиях, нет.

В данном случае вопрос осложняется еще и тем, что в полевых условиях отрицательное действие обменного натрия слагается из нескольких величин: токсичность самого Na, отрицательное влияние на растение физических свойств солонца (водно-воздушный режим), отрицательное влияпие косвенное, через биологию почвы, и влияние свободных электролитов.

Наблюдения Гантимурова (1935) в Забайкалье, Ромашова в Украинской ССР и в Калмыцкой АССР (1936) показывают, что для полевых условий отрицательно влияющая величина поглощенного Na колеблется от 0.1% (Украинская ССР, Забайкалье) до 0.2% Na от почвы. Эти величины будут соответствовать 10—20% обменного натрия от суммы обменных оснований.

Отрицательное влияние обменного Na через физические свойства солонца сказывается и при меньшем его количестве. По исследованиям очень многих авторов (Н. Н. Антипов-Каратаев, Е. Н. Иванова, П. И. Шаврыгин и др.), 5—10% Na от емкости обмена значительно ухудшают агрофизические свойства почвы: сильно замедляется капиллярное движение растворов, падает фильтрационная способность, уменьшается аггрегатность и возрастает коркообразование и т. д.

Подводя итог обзору этих немногочисленных данных (табл. 23), можно в качестве очень ориентировочных величин принять, что:

1) содержание обменного Na до 3—5% от емкости обмена почвы сказывается положительно либо безвредно;

2) величина обменного Na 5—10% от емкости вызывает заметные отрицательные агрофизические свойства, с которыми возможно бороться путем мер агротехники (обработка, севооборот);

3) величина 10—20% Na от суммы вызывает сильную солонцеватость, сопровождающуюся резко отрицательными физическими свойствами и физиологической токсичностью обменного натрия, требующую мер борьбы путем химических мелиораций;

4) содержание обменного натрия в количествах 20 — 40% от емкости вызывает резко выраженные явления токсичности и потери плодородия солонца.

Смысл химических мелиораций солонцов, будет ли это гипсование или известкование, либо обработка карбонатных солонцов серой, хлором, кислотами и т. д., сводится к введению обменного Ca в поглощающий комплекс и выравниванию отношения между Ca и Na в солонцовом горизонте. При этом нейтрализуются соединения, дающие при гидролизе ионы OH, и обеспечивается нормальное поступление Ca в растение, т. е. ликвидируется «голодание на кальций».

Естественный процесс остепнения солонцов под воздействием растительности сводится также к биологической аккумуляции Ca в поверхностном горизонте и замещению обменного Na солонца на кальций.

Травосеяние, выдвинутое академиком В. Р. Вильямсом (1935) как мера борьбы с солонцеватостью, по этим же причинам обосновано научно и эффективно практически. Необходимо лишь, помимо известных уже культур, подобрать либо вывести культуры, обладающие по возможности наиболее высоким содержанием Ca и Mg в золе, особенно в подземных частях (в корнях).

ЛИТЕРАТУРА

Антипов-Каратаев И. Н. О химической мелиорации солонцов и солонцеватости почв. Тр. Сессии Академии Наук. Почвоведение и агрохимия, изд. Акад. Наук СССР, 1936.

Богдан В. С. Отчет Валуйской с.-х. опытной станции, 1900.

Виленский Д. Г. Засоленные почвы, их состав, происхождение и способы улучшения, Изд. «Новая Деревня», 1924.

Виленский Д. Г. Alkali soils of Ukraina. Мат. досл. грунт. України, 1927, в. 6.

Виленский Д. Г. Geography of the saline and alkali soils in the U.S.S.R. Труды V Ком. Междунар. Ассоц. Почвоведов, 1935, Т. А. 1.

Виленский Д. Г. Saline and alkali soils of the U.S.S.R. Почвоведение, 1930, № 4.

Глинка К. Д. Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. 14, 1894.

Глинка К. Д. Почвообразование, характеристика почвенных типов и география почв, 1913.

Глинка К. Д. Почвоведение, учебник, Сельхозгиз, 1931.

Гордягин Н. А. Материалы для познания почв и растительности Зап. Сибири. Тр. общ. ест. Каз. унив., 34, вып. 3, 1900.

Гедройц К. К. Коллоидальная химия в вопросах почвоведения. Журн. оп. агроном., 13, 1912.

Гедройц К. К. Почвенный поглощающий комплекс. Изд. Носовской с.-х. опытной станции, 1927.

Гедройц К. К. Солонцы, их происхождение, свойства и мелиорация. Изд. Носовской с.-х. опыт. станции, 1928.

Гедройц К. К. Осолодение почв. Изд. Носовской с.-х. опытной станции, 1926.

Гантимуров И. И. О солонцах и их культуре в Забайкалье. Почвоведение, № 2, 1935.

Докучаев В. В. Классификация почв (Северное полушарие).

Димо Н. А. Полупустынные почвенные образования юга Царицынского уезда, их генезис и морфология. В области полупустыни. 1907.

Димо Н. А. Влияние искусственного орошения и повыш. увлажн. на процессы почвообразования, 1911.

Димо Н. А. Главнейшие типы засоления почв и грунтов на территории. Ежегодн. Отд. земельн. улучшен., ч. 1, 1913.

Земятченский П. А. Пады. Естественноисторический очерк. 1894.

Иванова Е. Н. и сотрудники. Поливные почвы низовьев р. Аму-дарьи. Изд. Акад. Наук СССР, 1933.

Иванова Е. Н. и Герасимов И. П. Процесс континентального соленакопления в почвах, породах, подземных водах и озерах Кулундинской степи. Сб. памяти Гедройца, 1934.

Иоффе И. С. Доступность растениям почвенных обменных катионов. Химиз. соц. земл., № 5, 1936.

Коссович П. С. Солонцы и отношение к ним растительности и методы определения солонцеватости почв. Журн. оп. агроном., № 1, 1903.
Касаткин В. Г. Почвы и грунты вдоль линии Троицкой жел. дор. Бюро земледел. и почвоведения, 1915.
Красюк А. А. Почвы Ленско-Амгинского водораздела, изд. Акад. Наук СССР, 1927.
Кирсанов А. Т. Почвоведение, № 4, 1932.
Ковда В. А. Новые данные о происхождении солонцов. Труды Сессии Акад. Наук, Почвоведение и агрохимия. 1936.
Ковда В. А. Солончаки и солонцы. Издание Акад. Наук СССР, 1937.
Ковда В. А. К вопросу об образовании в почвах вторичных карбонатов кальция. Сборник памяти Гедройца, 1934.
Ковда В. А. и Быстров С. В. К вопросу о природе щелочности солонцов. Тр. комис. по ирригац. Акад. Наук СССР, **5**, 1936.
Копосов Н. Аналитические материалы к характеристике почвы опытной станции, Ташкент, Голодностепская с.-х. опытная станция, 1930.
Келлер Б. А. Накопление солей внутри растений и засоление почвы. Тр. бот. оп. ст. им. Келлера, 1929.
Можейко А. М. Солонцеватые каштановые почвы Украины и их химическая мелиорация. Тр. Ком. по ирригац. Акад. Наук СССР, **6**, 1935.
Маландин Г. А. Почвенные комплексы и их сельскохозяйственное значение. Сборн. научн.-иссл. работ Пермского с.-х. инст., **5**, 1934.
Мазыро М. М. Отчет о почвенно-мелиоративном исследовании долины р. Чу. Рукопись. Почвенный инст. Акад. Наук СССР, 1936.
Неуструев С. С. и Бессонов. Почвоведение, № 3, 1902.
Неуструев С. С. Новоузенский уезд. Матер. для оценки земель Самарск. губ., 1909.
Остряков А. Почвы юго-востока России. Тр. общ. ест. Каз. ун-та, **35**, вып. 5, 1901.
Орловский Н. В. Агротехническая оценка и химическая мелиорация солонцов и солонцеватых почв. 1934.
Прасолов Л. И. Южное Забайкалье. Изд. Акад. Наук СССР, 1927.
Прасолов и Неуструев С. С. Николаевский уезд. Матер. для оценки земель Самарск. губ., 1904.
Панков А. М. и Шаврыгин. К характеристике состава поглощающего комплекса почв Приманычской полосы. Сборник памяти акад. К. К. Гедройца, Акад. Наук СССР, 1934.
Ратнер Е. И. Влияние обменного натрия в почве на рост растений и физические свойства почвы. Химиз. соц. земл., № 3, 1935.
Ратнер Е. И. Химическая мелиорация и удобрения солонцов по лабораторным и вегетационным опытам. Тр. сессии Акад. Наук СССР. Почвоведение и агрохимия. 1936.
Розов Л. П. Мелиоративное почвоведение. Сельхозгиз, 1936.
Ромашов П. И. К вопросу об агрономических свойствах солонцов каштановой зоны. Хим. соц. земл., № 2—3. 1936.
Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь, 1902.
Таранець Г. Матер. досл. зем. меліофонду на Меліотопілщині. Нарис грунтів, 1928, в. 1.
Arany A. Reclamation and utilisation of Alkali Soils, Trans. of the Alk. Subcom. V. A, 1929.
Cummins A. B. and Kelley W. P. The formation of sodium carbonate in soils. The agric. exp. St. of the coll. of agricult, M. 1923, No 3.
Herke A. Die Amelioration der kalk- und sodahaltigen Szikböden, Trans. of the II Comis. and Alk. Subkom. V B, T. B, 1929.
Hibbard P. L. Alkali soils..., circular 292, Univ. of California 1925.
Kelley W. P. A general discussion of the chemical and physical properties of alkali soils, I Int. Congr. of Soil Science, V, VI, 1928.
Kelley W. P. The essential nature of alkali soils and methods for their reclamation. Mezögazdasagr. Kutatasok, VI, 1933.
Schaw C. E. and Kelley W. P. The meaning of the term Solonetz. Trans. of the III Int. Congr. 1935.
Stocker O. Das Halaphitenproblem. Prg. d. Biologie, B. III, 1928. Salzpflanzen, Handwörterbuch der Naturwiss. 1932—33.
Stocker O. Transpiration und Wasserhaushalt in verschied. Klimazonen. Jahrbuch f. wiss. Botanik, 1933, B. LXXVIII, H. 5.
Sigmond A. A. Salzböden. Handbuch der Bodenlehre, 1930. General principles for surveying the salty and alkali soils. I Int. Congr. Soil Science, 1930.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА

Е. Н. ИВАНОВА

ГЕНЕЗИС И ЭВОЛЮЦИЯ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ В СВЯЗИ С ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СРЕДОЙ [1]

1. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

Вопрос о географических закономерностях в распределении засоленных почв (солончаковых и солонцеватых) не является новым в почвоведении. Ему посвящена весьма обширная литература, обзор которой в настоящем очерке по техническим причинам мы дать не можем. Мы ограничиваемся ниже изложением собственного взгляда на главнейшие законы географии засоленных почв, упоминая только литературные высказывания, подтверждающие нашу точку зрения. [1]

Основным фактором географического распределения засоленных почв [2] является аридный, сухой и теплый, степной и пустынный климат, так как только в этих климатических условиях возможна значительная аккумуляция солей в почве. Аридный климат обусловливает возможность образования в толще почвы и грунта (а также на поверхности) концентрированных солевых растворов; в условиях этого же климата облегчено в высокой степени испарение подобных растворов и выпадение в твердой фазе значительных солевых масс.

Существуют три основных пути засоления почвенной толщи: засоление путем капиллярного обводнения слоя почвы и грунта снизу из слоя грунтовой воды, засоление поверхностными водами и засоление первичное (исходное), обусловленное морским или озерным генезисом почвообразующей породы.

Совершенно естественным, на первый взгляд, представляется положение о том, что географическое распространение засоленных почв, в первую очередь, определяется ареалами распространения засоленных пород. Мы подчеркиваем — на первый взгляд, ибо внимательное рассмотрение этого вопроса показывает, что этот фактор — засоленные породы — оказывается

[1] Статья представляет собой краткие выдержки из монографической работы автора «Генезис, эволюция и мелиорация засоленных почв», составленной при участии С. В. Быстрова.

[2] Приморские солончаки, образующиеся под воздействием прибойной волны, и солончаки, приуроченные к выходам близко к поверхности соленых грунтовых вод, как почвы, генезис которых имеет чисто местный характер, мы здесь во внимание не принимаем.

менее существенным, чем другие. Это парадоксальное, казалось бы, положение вызывается следующими двумя основаниями:

1) бóльшая часть площади равнинных территорий СССР, да и других стран, с поверхности окутана покровами новейших (постплиоценовых), главным образом континентальных отложений, первичная степень засоленности которых невысока и сама по себе, повидимому, не может дать исходного стимула для развития почв засоленного ряда;

2) бóльшая часть пород морского происхождения, выходящих на дневную поверхность и могущих, потенциально, вызвать появление солончаково-солонцовых комплексов почв, оказывается породами сравнительно древними (дочетвертичного возраста) и, в силу этого, подвергшимися достаточно длительному процессу денудации, в частности выщелачиванию с поверхности. Исключение из этого представляют собой, естественно, области современных и постплиоценовых приморских равнин (например, Каспийская равнина), сложенные молодыми отложениями морского (озерного) генезиса, достаточно засоленные и еще не выщелоченные.

Однако, в громадном большинстве случаев, в развитии почв засоленного ряда играют роль не первичные (исходные) солевые аккумуляции, а солевые аккумуляции вторичные, образовавшиеся в результате миграции солей под влиянием тех или иных исторических или геоморфологических условий. Главнейшие пути подобных миграций указаны были выше. Это путь капиллярного обводнения почвы-грунта снизу, из слоя грунтовой воды, или путь поверхностного обводнения.

Наиболее прост и бесспорен первый из этих путей миграции и аккумуляции солей. Аридный климат, близкие к поверхности почвы грунтовые воды, обнаженная или слабо затененная поверхность почвы, нагреваемая лучами солнца, — вот основные условия для особенно интенсивного проявления миграции солей из грунтовых вод.

Эти миграции широко осуществляются теперь и осуществлялись ранее в значительном большинстве депрессивных (отрицательных) форм земной поверхности в областях аридного климата. Зона приморских или приозерных солончаков и солончаковатые почвы низких речных террас представляют собой наиболее яркие примеры подобного типа засоления. И. М. Крашенинниковым (1922) был весьма ясно намечен путь естественной эволюции подобных «пойменных» солончаковатых сочетаний и комплексов по мере врезывания реки, понижения базиса эрозии, относительного возвышения террасы и понижения на ней уровня грунтовых вод. Процессы засоления, свойственные низким террасам, сменяются в подобных случаях процессами рассоления, ведущими к образованию солонцовых и осолоделых почв.

Таким именно образом возникают в пределах речных долин те системы разновозрастных почвенных сочетаний и комплексов (солонцеватых почв), свойственные различным террасам, которые изучались рядом исследователей на Волге (В. А. Ковда, И. Н. Антипов-Каратаев, Н. И. Саввинов и др.), на Днепре (С. С. Соболев и др.), на Дону и т. д.

Подобные же эволюционные ряды солонцовых почв устанавливали Д. Г. Виленский (1924) и К. К. Гедройц (1926) для областей грандиозного повышенного обводнения в ледниковый период — для Полесья и Днепровской низины. Скопление талых, ледниковых вод вызвало, в свое время, здесь широкое развитие солончаковых процессов, сменившихся позднее, в послеледниковое время, процессами образования солонцов и солодей.

Однако мы совершенно не можем согласиться с Д. Г. Виленским (1924), который считает, что подобный тип «пойменно-грунтового» засоления обусловливает возникновение солонцовых комплексов и на широких водораздельных равнинах Европейской и Азиатской частей СССР. Мы считаем, что основным типом засоления для подобных поверхностей является тип засоления поверхностными водами, обычно, впрочем, переплетающийся с засолением грунтовым, специфического «не пойменного» типа. Вспомним, что еще А. Н. Краснов (1894), изучая степи Северного полушария, пришел к следующему выводу: «Распространение травяных степей обусловлено орографией местности, облик их — климатом». Степи он разделяет на первичные и вторичные. «Первичные степи везде более или менее ровные или слабо волнистые, усеяны падями, баклушами, релками; они слегка пологоволнисты, и по ним здесь и там пробегают широкие ложбины стоков весенних и дождевых вод. На такой степи разбросаны плоские озера, болотца и солонцы. Припонтийские и приднепровские степи России, Бараба, прерии Среднего Амура и бóльшая часть прерий окрестностей Великих озер, верховья Миссисипи, Льно-Эстакадо, отчасти Пушты в Венгрии наиболее приближаются к этому типу. Дальнейший размыв степи, эрозия ее балками, оврагами и речными долинами удаляет ее от этого типа».

В сравнительно недавнее время С. С. Неуструевым (1922) было в специальной статье рассмотрено значение особенностей рельефа равнин для развития почв и их географии.

«Возьмем для примера, — пишет С. С. Неуструев, — эволюцию «первичной» равнины под влиянием прогрессирующего расчленения. Только что выступившая в результате поднятия из-под уровня моря равнина не обладает почти никаким вертикальным расчленением, за исключением незначительных котловин и ложбин, большей частью не обладающих заметной правильностью в расположении (первичные котловины). Эти котловины и ложбины явятся собирателями влаги, распределение которой будет, таким образом, неравномерно: среди равнины раскинутся озера, лиманы, и кое-где потекут в консеквентных ложбинах первичные реки. Бóльшая часть страны, если равнина не резко наклонна, окажется, однако, вне стока; на ряду с открытыми водоемами будут разбросаны западины с лучше увлажняемыми почвами по сравнению с соседними слабо, даже чуть-чуть повышенными пространствами. Микрорельеф равнины создаст пестрый комплекс почв, где каждая падинка представляет своеобразные условия увлажнения. На ряду с этим, грунтовые воды не могут быть глубоки и на такой недренированной равнине, за исключением мест, сложенных крупнозернистыми песками; весь почвенный комплекс оказывается под влиянием ненормального (повышенного) для данной климатической зоны увлажнения поверхностными и грунтовыми водами. Ceteris paribus, увлажнение почв на нерасчлененных равнинах более сильно, чем в местностях с хорошо развитой гидрографической сетью. Почвы оказываются как бы передвинутыми в более влажную зону, и среди них получают большое развитие так называемые интразональные (гидроморфные) разности — заболоченные во влажном климате, осоленные в сухом, где влияют явления капиллярного поднятия воды из грунта

Но первоначальные углубления на поверхности суши имеют тенденцию заполняться детритусом с окружающих более высоких мест; в том же смысле влияет зарастание растительностью, задержание ею пыли и пр. Падины по-

степенно выравниваются. В силу этого почвенные комбинации и комплексы на равнине не только разнообразны по составу и даже контрастны, но и не обладают постоянством, сравнительно легко изменяются. Молодость страны создает «молодой», неустойчивый характер почвенных комбинаций».

Такая стадия развития почвенного покрова на обширных, слабо дренированных равнинах не будет длительной. Прогрессирующее расчленение подобных равнин, понижение уровня грунтовых вод и увеличение дренажа постепенно приводят к замене неустойчивых, гидроморфных сочетаний почв более определенными и выщелоченными сочетаниями.

В обрисованных примерах процессы засоления вызываются совокупным действием поверхностных вод и так называемых грунтовых верховодок, формирующихся на небольшой глубине от поверхности и в определенные сезоны года (засушливые) вторично засоляющих поверхностные горизонты почв.

Формирование этих верховодок будет сильно облегчено в случае двучленного наноса. [1]

Е. Н. Иванова и И. П. Герасимов (1934) считают, что в сухих и пустынных степях ведущая роль в образовании засоленных почв принадлежит сухости климата, обусловливающей небольшое количество осадков и высокое почвенное испарение. По мнению авторов, в этих условиях в почвах тяжелого механического состава дождевые и снеговые воды, вследствие малого их количества и слабой водопроницаемости почвы, просачиваются на небольшую глубину и, вследствие сильной инсоляции, могут возвращаться снова к поверхности почвы, ее засоляя, иногда образуя даже пухлые солончаки.

Подобное засоление осуществляется за счет солей (отчасти остаточных, отчасти продуктов выветривания и почвообразования), аккумулированных путем вмывания их в нижних горизонтах почвы или в породе. Возможность интенсивных перемещений таким путем больших солевых масс показана опытами Гороховой (Л. П. Розов, 1936).

То же явление наблюдается и на почвах более легкого механического состава в случае подстилания их на небольшой глубине слоем тяжелого механического состава. Вследствие близости к поверхности почвы водоупорного слоя и недостатка влаги продукты почвообразования и выветривания не выносятся нацело из почвенного профиля и скопляются на границе соприкосновения двух пород, откуда они могут мигрировать к поверхности с восходящими токами почвенных вод, причем, в связи с большей подвижностью воды в верхнем слое (чем в случае глинистых почв), эти миграции осуществляются легко и обусловливают более контрастное строение почвенных комплексов.

В более влажных степях аналогичные процессы могут осуществляться на эродирующихся поверхностях рельефа вследствие того, что эти положения характеризуются более сухим почвенным климатом.

Таким образом, мы видим, что возможность засоления почвенной толщи (образования солонцово-солончаковых комплексов) поверхностными водами (в сочетании с временной верховодкой) может быть свойственна как геоморфологически бессточным, так и климатически бессточным областям.

Первый случай был рассмотрен А. Н. Красновым и С. С. Неуструевым. Конкретным примером его могут явиться очень слабо рассеченные центральные участки плоских, широких водоразделов Западносибирской равнины

[1] Например, подстилание поверхностных супесей суглинками и глинами.

или широких древних речных террас (например, надпойменной террасы Днепра, район Носовка — Нежин).

Второй случай разбирается Е. Н. Ивановой и И. П. Герасимовым. Примером его служат разнообразные комплексы почв темно- и светлокаштановых, развитые на бескарбонатных тяжелых породах или на породах легкого механического состава, подстилаемых на небольшой глубине глинами. Их климатическая бессточность заключается в том, что вследствие недостатка атмосферных осадков и большого почвенного испарения продукты выветривания и почвообразования не выносятся из почв и грунтов в реки даже в случае сильно пересеченного рельефа, а служат постоянным источником солей для восходящих токов почвенных вод.

Во всех разобранных нами случаях почвы засоленного ряда возникают в результате выноса солей восходящими токами почвенных вод из грунтовых вод (в депрессиях рельефа), из почвенных верховодок (на слабо дренированных равнинах) или из солевых аккумуляций в пределах почвенного профиля (климатическая бессточность).

Помимо этого, в пустынной степи образуются почвы засоленного ряда исключительно под влиянием нисходящего тока почвенных вод, в связи с чем образуются элювиальные солонцеватые степные почвы (некарбонатные, суглинистые и супесчаные солонцеватые светлокаштановые и глинистые темнокаштановые почвы). Эта солонцеватость связана с тем, что в условиях чрезвычайно сухого климата в почвах повышается концентрация почвенного раствора, а в связи с этим повышается в нем относительное содержание солей натрия и в частности соды, концентрация которой становится вполне достаточной для того, чтобы натрий входил в поглощающий почвенный комплекс (К. К. Гедройц, 1928). Только карбонатность материнской породы может компенсировать эту солонцеватость (Иванова, 1930).

Итак, аридный климат и близкое к поверхности залегание постоянных грунтовых вод в депрессиях рельефа представляют собой только один из главных путей засоления почв. В условиях того же аридного климата солонцово-солончаковые почвенные комплексы и сочетания могут возникать в результате бессточности страны, ее эрозионной юности. Засоление почв осуществляется здесь вследствие обильного просачивания в грунт поверхностных вод, образования верховодок и слоев влажной почвы и вторичного обратного перемещения к поверхности просочившейся влаги (пленочной и капиллярной), обогатившейся солями.

Частным случаем подобного типа засоления является засоление поверхностно-почвенными водами в условиях климатически бессточных, т. е. в условиях экстрааридных. Высокая концентрация почвенного раствора в условиях того же экстрааридного климата приводит к образованию на некарбонатных породах элювиальных степных солонцеватых почв (супесчаных и легкосуглинистых некарбонатных светлокаштановых и тяжелоглинистых некарбонатных темнокаштановых почв).

На последнее место, по степени распространенности, мы поставили засоление остаточное, породное.

2. БИОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ЗАСОЛЕНИЯ И РАССОЛЕНИЯ ПОЧВ

Все изложенное позволяет нам среди разнообразных сочетаний и типов солонцово-солончаковых почв выделить две главные, основные группы:

1) группу степных и лугово-степных почв засоленного ряда, образующихся под воздействием поверхностных (дождевых и снеговых) вод и верховодок, мобилизующих солевые аккумуляции (соли выветривания или морские, остаточные), рассеянные в породе;

2) группу луговых почв засоленного ряда, формирующихся при непременном воздействии грунтового увлажнения (на ряду с повышенным поверхностным). [1]

В первом ряду — степных засоленных почв — мы можем отметить два наиболее существенных типа:

1) Элювиальные степные солонцеватые почвы, обязанные своим существованием малому количеству осадков, создающему высокую концентрацию почвенного раствора и вызывающему наложение солонцового процесса (поглощение Na из углекислых солей выветривания) на профиль степной почвы (нисходящий ток почвы вод). [1]

2) Солярные степные комплексы солонцеватых почв и солонцов, обязанные своим существованием тоже малому количеству осадков, недостаточному для полного удаления продуктов выветривания из верхней толщи поверхностных наносов и способствующему образованию солевых аккумуляций недалеко от поверхности почвы.

Соли из этих аккумуляций, а также и первоначально равномерно распределенные в почве, могут легко мигрировать и концентрироваться в определенных точках поверхности почвы. Эти миграции солей осуществляются вместе с восходящим передвижением влаги под иссушающим воздействием инсоляции на поверхность почвы. Они наиболее интенсивны на обнаженных поверхностях и замирают под покровом растительности.

Обнажение поверхности почвы вызывается процессами эрозии (смыв поверхности, угнетение или полное низведение растительного покрова) и характером первичного распределения растительности (различная степень задернения).

На обнаженных поверхностях почвы действие инсоляции различно в связи с разными физическими свойствами самой поверхности, обусловливающими различный характер ее смачивания, излучения и поглощения солнечной энергии (поверхность гладкая, белая, блестящая, черная, рыхлая и т. д.).

Таким образом, инсоляция вызывает миграцию солей и аккумуляцию их в определенных точках, создавая многочленную комплексность. [2]

Следует отметить, что интенсивность перемещений солевых масс находится в тесной зависимости от механического состава, определяющего скорость передвижения воды: в супесях и суглинках миграции солей осуществляются наиболее легко, в песках и очень тяжелых глинах они быстро затухают.

Солонцы, обусловленные эрозией, образуют часто характерные струйчатые комплексы: на поверхности (часто чрезвычайно слабо выраженного)

[1] Особый тип засоления имеет место при ирригации: здесь искусственно создаются условия для высокого залегания уровня грунтовых вод на неорошаемых участках, вследствие чего в почвах устанавливается односторонний восходящий ток, образующий на поверхности обильные аккумуляции солей.

В природных условиях эти явления очень ограничены: такие солончаки иногда (например, при наличии близкого водоупора) можно встретить лишь на периферии пустынных песков (конденсирующих влагу из воздуха).

[2] Эти процессы свойственны как почвам сухих и пустынных степей в плакорных положениях, так и почвам более влажных степей на эродирующихся поверхностях рельефа.

склона мы наблюдаем, например, среди ковыльно-типчаковой сухой степи узкие, извивающиеся, вытянутые вдоль склона ленты солонцов, свидетельствующие о наличии весенних водотоков, непостоянство ложа которых приводит к тому, что в одних местах солонцы рассолонцовываются, в других образуются вновь.

Кроме того, существенно заметить, что помимо эрозионных комплексов, в которых «нано-понижения» (эродированные поверхности со снятым дерном, 2—3 см относительного понижения) заняты почвами более засоленными, чем окружающий фон, существуют комплексы суффозионные, в которых понижения характеризуются более выщелоченными почвами.

Эти комплексы мы наблюдаем на засоленных породах, когда под участком с растительностью преобладают нисходящие токи, происходит вымывание солей и просадки (суффозия), дающие ясно выраженный, «нано»-, а иногда и микрорельеф, в свою очередь способствующий еще лучшему промыванию понижений и в некоторых случаях дальнейшему засолению повышений. Такие комплексы встречаются, например, на Каспийской низменности.

Теперь перейдем к рассмотрению луговых почв засоленного ряда, приуроченных к депрессиям рельефа, в которых близко к поверхности подходят грунтовые воды.

Поверхность депрессий занята обычно луговыми группировками, очень неустойчивыми, в силу необычайной подвижности в этих условиях солевых масс. Густо задерненная почва здесь вполне предохраняется растительностью от излишнего испарения и концентрирования на поверхности солей. Но усиленный в депрессиях поверхностный сток вызывает явления эрозии, которые нарушают условия роста растительности, приводят к ее угнетению и, как следствие этого, к уменьшению затенения поверхности, результатом чего является концентрирование солей на поверхности. Эти соли, в свою очередь, угнетающе действуют на остатки луговой растительности: она может совершенно исчезнуть; тогда поверхность почвы обнажается, и аккумуляция солей на ней достигает своего максимума.[1] С течением времени на засоленной поверхности вновь появляется растительность, но уже представленная различными солянками. Последние, постепенно разрастаясь, увеличивают затененность, уменьшают энергию испарения влаги почвой и создают благоприятные условия для промывания почвы от солей.

И наконец, постепенно, на фоне общего олуговения, почва переходит в новые фазы своего развития, рассоляется, осолонцовывается, рассолонцовывается и осолодевает; параллельно этой сложной эволюции почвенного покрова происходит обусловленная ею эволюция растительности — от отдельно разбросанных солянок на поверхности солончака до густотравного луга на луговой темноцветной почве.

Таким образом, мы видим, что в образовании почв засоленного ряда и их эволюции ведущую роль играет фактор биологический.

Зарастание засоленных поверхностей способствует их рассолению; обнажение поверхности почвы в процессе эрозии приводит к разви-

[1] Исследования Helbins und Rössel 1921 г. показали, что в условиях их опыта, если испарение почвы, покрытой растительностью, принять за 100, то для обнаженной искусственно от растительности оно равно 224.8.

В вегетационных сосудах в опытах Eser (1928) получилась обратная картина, что связано, повидимому, с различием сложения почвы в сосуде и естественной и с характером ее увлажнения.

Цитирую по Blanck (Handbuch der Bodenlehre, Bd. 6, 1930).

тию на ней засоления; биологический фактор (зарастание поверхности солончака солянками) определяет в основном и поворотный момент от солончака к солонцу. В результате этих сложных процессов биологического цикла периоды капиллярного поднятия в луговых почвах чередуются с промыванием почвы до грунтовой воды.

Эти процессы широко выявлены в настоящее время в поймах рек и приозерных низинах Кулундинской степи (И. П. Герасимов и Иванова, 1934). Здесь, в условиях одинакового климата (макроклимат) и одинакового уровня грунтовых вод, на одних и тех же породах, мы наблюдаем все стадии сложного процесса от луговой почвы к солончаку и от солончака через солонец к осолоделой луговой почве (комплексы корковых солончаков, солонцов и луговых почв). Процесс эволюции почв засоленного ряда постоянно осложняется эрозией, влекущей за собой новое засоление, в результате чего в профиле луговой почвы мы видим совмещение весьма разнообразных, часто диаметрально противоположных признаков, отражающих всю сложность эволюции и истории развития этих почв.

Для характеристики этих процессов приведем результаты анализов (табл. 1) одного из комплексов, изученных нами в Кулундинской степи Западной Сибири (И. П. Герасимов и Иванова, 1934). Комплекс взят на нижней террасе озера Кульдиньен-сор (группа Таволжанских озер). Поверхность террасы представляет собой чередование (шахматное расположение) мелких (12—15 м²) пятен густотравного луга с голыми пятнами солончака (на месте бывших смывов, водотеков), с солевыми корочками на поверхности; никакого заметного изменения в микрорельефе при этом не наблюдается: злаковые пятна кажутся едва приподнятыми (на 2—3 см). Здесь на злаковом пятне взят разрез № 230И, который представляет собой очень слабо засоленную (минерального вещества 0.27%) темноцветную луговую почву, ясно солонцеватую. На глубине 146 см в супеси залегает пресная на вкус грунтовая вода, слабо минерализованная (0.59 г минерального вещества на 1 л воды). В солевом составе воды наблюдается ясное преобладание карбонатов над хлоридами и сульфатами; обнаружена и сода, указывающая на преобладание нисходящих токов в почвенном профиле, выносящих щелочные карбонаты из солонцовых горизонтов. В 17 м от разреза 230И, в середине крупного пятна с редко разбросанными солянками (Suaeda) и с солевыми корочками на поверхности (водоток), сделан разрез 173И. Анализ его водной вытяжки обнаружил ясное засоление. Приблизительно на той же глубине (155 см) и в той же супеси, как и в разрезе под злаковым пятном, залегает вода, уже соленая на вкус (минерального вещества 28.41 г на литр).

Из этих данных прежде всего мы видим, что, при одном и том же уровне залегания грунтовой воды, на обнаженной поверхности почва засоляется, на задерненной промывается.

Засоление профиля 173И ни в коем случае нельзя связывать с засолением воды, залегающей под ним, потому что засоление ее временное и само связано с характером выше находящейся почвы, так как исследование было произведено в сентябре 1930 г., в период частых и продолжительных дождей. Тогда над слоем собственно грунтовой воды образуется слой почвенно-грунтовой воды, представляющий собой суммарную водную вытяжку из почвенного профиля, над ней расположенного. Вследствие этого параллельно

Таблица 1

Результаты анализов водных вытяжек из почв (в $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ на 100 г почвы) и почвенных верховодок (в $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ на литр)[1]

№ разреза	Глубина залегания образца (в см)	Сухой остаток: просушенный	Сухой остаток: прокален.	Сухой остаток: сумма солей	Щелочность: от нормальных карбонатов в CO_3	Щелочность: общая в HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	вычислен. Na в м-экв.
173И	Солевая корочка	1.62	1.60	1.64	0.002	0.111	0.167	0.859	0.006	0.005	23.8
						1.8	4.8	17.9	0.3	0.4	
	0 — 9	2.95	2.17	2.10	0.004	0.059	0.434	0.912	0.006	0.014	30.9
						1.0	12.4	19.0	0.3	1.2	
	9 — 20	2.02	1.77	1.95	0.0	0.044	0.680	0.590	0.012	0.017	29.3
						0.7	18.3	12.3	0.6	1.4	
	155	0.57	0.55	—	0.004	0.045	0.181	Следы	Следы	—	—
Вода	155	28.62	—	28.41	—	0.472	10.050	7.968	0.324	0.604	391.3
						7.7	287.1	166.0	16.2	50.3	
230И	0 — 8	0.34	0.27	—	0.011	0.103	0.010	Следы	Следы	—	—
	8 — 20	0.25	0.182	—	0.096	0.134	0.014	»	»	—	—
Вода	146	0.07	0.06	—	0.0	0.035	0.013	»	»	—	—
	146	0.59	—	0.72	—	0.360	0.064	0.107	0.032	0.038	5.1
						5.9	1.8	2.2	1.6	3.2	

комплексам почвенного и растительного покрова появляются комплексы почвенно-грунтовых вод, которые (в связи с медленным на равнинной поверхности оттоком грунтовых вод) некоторое время сохраняют свое расположение относительно почв, а затем постепенно стекают, давая сначала относительно почв сдвинутые комплексы (наблюдение в июле сухого 1931 г.), и, наконец, постепенно более или менее выравниваются по своему составу.

В результате детального и длительного изучения луговых солонцово-солончаковых комплексов мы можем утверждать, что солончаки приурочены к обнаженным поверхностям водотоков, а луговые почвы характеризуются полным задернением.

Частичное задернение поверхности почвы ведет к формированию промежуточных по степени засоления и рассоления лугово-солончаковых почв.

Далее концентрирование солей у поверхности почвы при близких грунтовых водах осуществляется, главным образом, вследствие процессов эрозии, обнажающих поверхность почвы и почти не создающих изменения в микрорельефе. Энергичное испарение воды (в периоды засухи) с обнаженной поверхности почвы приводит к усиленной аккумуляции на ней солей.

[1] В числителе — вес в граммах на 100 г почвы; в знаменателе — количество в миллиэквивалентах.

Все подобные явления и процессы мы объединяем в особый цикл биологической эволюции засоленных почв, противопоставляя ему цикл геологический.

В самом деле, процессы геологические, вызывающие колебание уровня грунтовых вод, обусловливают собою новые, более крупные и медленные, геологические циклы процессов в почвах засоленного ряда, на общем фоне которых развертываются быстротечные биологические циклы.

При близком уровне грунтовых вод в процессе биологического цикла наблюдаются широкие колебания в перемещениях и накоплениях солевых масс; при глубоком залегании грунтовых вод миграция солей, обусловленная биологическими причинами, очень ограничена и не вызывает существенных изменений на общем фоне выщелачивания.

К процессам геологического цикла надо отнести все те изменения, которые последовали в почвообразовании при изменении уровня грунтовых вод— например, на древних речных террасах или на Каспийской низменности, после выхода из-под уровня моря и пр. Поэтому мы не можем вполне согласиться с положением, высказанным В. А. Ковда (1936) в докладе на III Международном конгрессе о том, что солонцовые почвы развиваются вместе с развитием эрозионного цикла. Так, В. А. Ковда устанавливает, что на более древних и относительно сильнее рассеченных элементах рельефа, которые дольше и сильнее были дренированы, солонцеватые почвы достигают наиболее зрелой стадии. На более молодых, слабее дренированных элементах, находятся солонцы более молодых стадий.

По нашему мнению, эти положения автора слишком общи и далеко не соответствуют действительности.

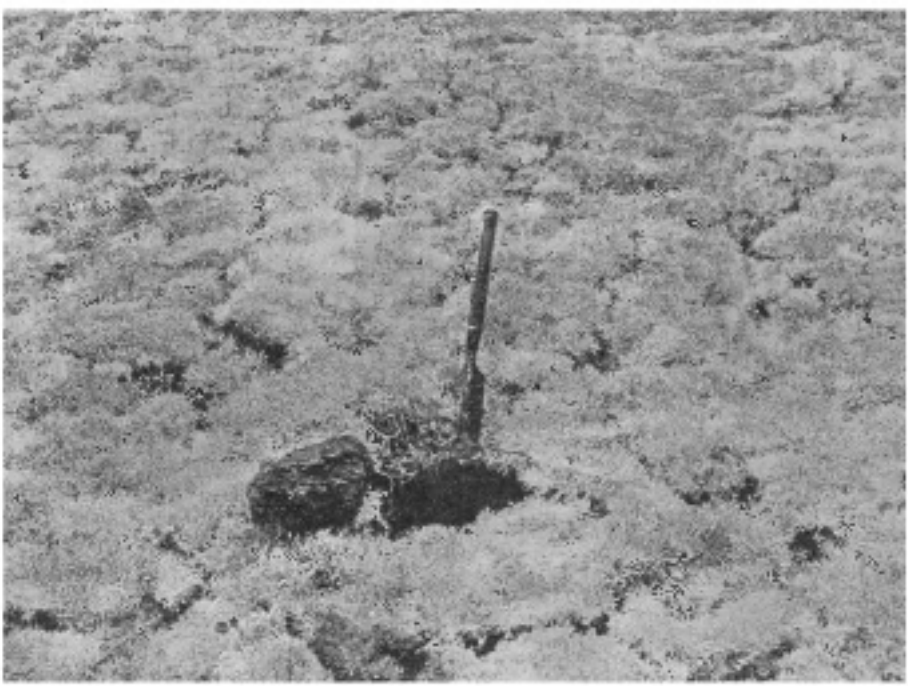
С развитием эрозионного рельефа в его первой фазе, фазе врезывания и расчленения, мы действительно наблюдаем, в связи с увеличением поверхностного стока и понижением уровня грунтовых вод (увеличение дренажа), наложение процессов остепнения на сложный комплекс луговых почв, выражающихся в частности (в отношении солевых аккумуляций) в явлениях выщелачивания, обусловливающих развитие почв по ряду рассоления— осолодения. Но в этих процессах, во-первых, будут принимать участие лишь весьма небольшие массы воды, уменьшившиеся вследствие улучшения поверхностного стока и понижения уровня грунтовых вод. Во-вторых, как воды поверхностного стока, так и грунтовые в значительной своей массе будут изъяты из общего баланса влаги в данном ландшафте, почему напряжение солонцово-солоделого процесса в основном окажется обусловленным тем же его состоянием, которое имело место в луговой фазе развития данного элемента рельефа, и образующиеся комплексы почв будут лишь дериватом первичных форм. С другой стороны, дальнейшее развитие эрозионного рельефа, во второй его фазе, фазе пенепленизации, вновь повлечет за собой некоторое уменьшение поверхностного стока вследствие развития слабых уклонов и накопления покровов делювиальных отложений. Это повлечет за собой новые изменения в направлении почвообразовательного процесса по линии относительного напряжения процессов засоления — рассоления.

Однако, кроме этих общих коррективов, в выводах В. А. Ковды необходимо отметить еще следующее. Выше мы уже развивали понятие биологического и геологического циклов в развитии засоленных почв. В. А. Ковда в своей схеме касается лишь второго из них, что является, с нашей точки

зрения, неправильным, так как все наиболее характерные особенности комплексов засоленных почв формируются в процессе биологического цикла, реализующегося, в свою очередь, в общих рамках геологического. В самом деле, в условиях развития биологических процессов наблюдается, как мы это показали выше, весь ряд засоленных луговых почв, от солончака до солоди включительно, и вследствие того, что амплитуда колебаний между стадиями засоления — осолонцевания и осолодения, в условиях энергичного перемещения больших солевых масс (без отрыва от грунтовой воды), может достигать бесконечно больших величин, как раз здесь, на первых стадиях эволюционного процесса, мы встречаем солончаки, солонцы и солоди с максимальным напряжением в них процесса.

3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СОЛОНЧАКОВ В СВЯЗИ С ХАРАКТЕРОМ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Как мы уже видели, солончаки образуются в результате восходящих токов почвенных и почвенно-грунтовых вод, достигающих поверхности почвы (или ее верхних горизонтов), испаряющихся и накопляющих, таким образом, те или иные массы водорастворимых солей.

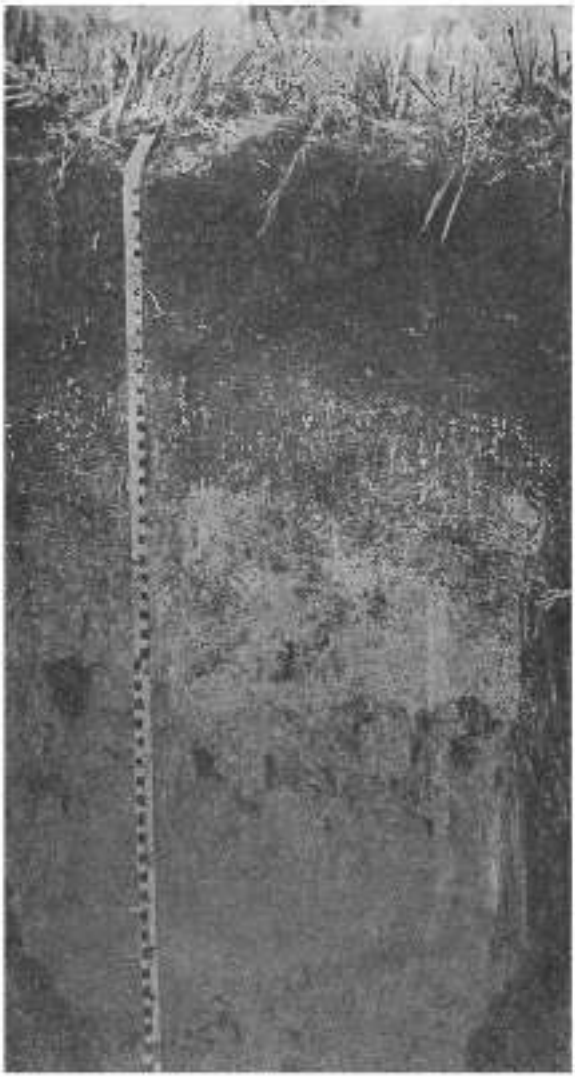


Фиг. 4. Поверхность солончака у устья р. Копки. Нижнее плесо.

Наиболее благоприятные условия для образования солончаков мы находим в депрессиях рельефа (с близкой грунтовой водой) аридных областей, т. е. те же условия, что свойственны выделенному выше луговому ряду засоленных почв. Однако существуют и типы остаточных солончаков (на выхо-

дах солонцовых пород) и солончаки степного ряда, формирующиеся под воздействием поверхностных вод.

Солончаки, как показал еще в 1912 г. акад. К. К. Гедройц, являются исходными звеньями в эволюционной цепи засоленных почв. Различаются солончаки, чаще всего, по типу засоления, т. е. по качеству аккумулированных в них водорастворимых солей (фиг. 1 и 2).



Фиг. 2. Профиль солончака у коренного берега полого-плавни на современных глинистых аллювиях.

Качество солей в почвенно-грунтовых водах в первую очередь определяет характер засоления солончака. Воды хлоридные дают хлоридные солончаки, воды сульфатные и содовые, соответственно, дают сульфатные и содовые солончаки. Смешанные воды приводят к образованию солончаков смешанного засоления.

Процесс засоления грунтовых вод, в свою очередь, чрезвычайно сложен, так как характер и степень минерализации вод определяется всей совокупностью процессов, совершающихся в коре выветривания.

1) Основными факторами, оказывающими влияние на засоление грунтовых вод, являются количество выпадающих атмосферных осадков и испарение, определяющие степень минерализации почвенно-грунтовых вод; в местах с высоким количеством осадков и низким испарением почвенно-грунтовые воды будут более разбавленными и в составе своем будут иметь относительно больше карбонатов, чем хлоридов и сульфатов по сравнению с водами более сухих областей. Это происходит потому, что повышение степени минерализации грунтовых вод влечет за собой выпадение из растворов $CaCO_3$; поэтому воды слабо минерализованные относительно богаты $CaCO_3$; с повышением

степени минерализации вод уменьшается относительное содержание последнего. [1]

2) В депрессиях рельефа, где грунтовые воды подходят близко к поверхности почвы, минерализация их меняется в связи с влиянием на них токов почвенных вод, достигающих грунтовых вод в периоды нисходящих токов в депрессиях. Эти почвенные воды несут резкую печать процессов почвообразования: при широком распространении в пределах той или иной депрессии преимущественно солончаков ее грунтовые воды засоляются; при наличии солонцов или при сплошном луговом покрове воды приобретают более или менее щелочной характер.

Этот состав почвенных вод под луговыми почвами связан с характером лугового солончакового процесса, который определяется сезонными чередованиями восходящих и нисходящих токов с преобладанием последних. В периоды восходящих токов к поверхности почвы подходят капиллярные токи грунтовых вод, которые слабо концентрируются при наличии задернения и придают почве ту или иную слабую солончаковатость. При нисходящих токах почвенных вод простые соли легко вымываются, и коллоиды почвы, связанные с натрием, при гидролизе дают соду, которая выносится в грунтовую воду, придавая ей щелочной характер.

3) В связи с тем, что грунтовые воды, залегающие близко к поверхности, могут обогащаться солями, вынесенными нисходящими токами почвенных вод из почвы (т. е. могут засоляться через почву), степень минерализации их находится в большой зависимости от их сточности (от их горизонтальной подвижности); чем меньше сточность почвенно-грунтовых вод, тем вероятнее их повышенная минерализация, а в связи с этим и более сильное засоление ими почвенного профиля, с последующим установлением восходящих токов почвенных вод, и в связи с этим еще большее засоление воды при следующем нисходящем токе.

Перейдем теперь к более детальному рассмотрению взаимной связи системы почва—вода в разных условиях разбавления и сточности почвенно-грунтовых вод на фоне различного выражения лугового солончакового процесса.

1. При хорошей сточности грунтовых вод [2] и максимальном разбавлении их водами атмосферных осадков, грунтовые воды слабо минерализованы и характеризуются отсутствием хлоридов и сульфатов и высоким содержанием карбонатов ($CaCO_3$). При концентрировании этих вод в почве, которое имеет место при ее сплошном задернении, воды выделяют в ней труднорастворимые карбонаты, образуя таким образом карбонатные луговые почвы (процесс образования луговых мергелей).

Концентрация хлоридов и сульфатов в карбонатных луговых почвах бесконечно мала — практически они отсутствуют.

Обнаженные участки почвы здесь более интенсивно аккумулируют $CaCO_3$.

---

[1] Так, в табл. 1 мы видим, что в слабо минерализованной воде разреза 230И отношение $\frac{Ca}{Na+Mg}=1:5$, а в сильно минерализованной воде разреза 173И это отношение уже равно 1 : 27.

[2] Обеспечивающей слабое засоление воды через почву нисходящими токами почвенных вод.

Таким образом, карбонатные ($CaCO_3$) солончаки образуются на фоне луговых почв при близких к поверхности грунтовых водах, максимально разбавленных. Эти солончаки впервые были выделены К. Д. Глинкой.

2. Совершенно иная картина получится в том случае, если воды содержат уже ничтожные количества хлоридов и сульфатов. Концентрация этих солей может быть так низка, что она не достигает величины, обеспечивающей вхождение связанного с ними натрия в поглощающий комплекс почвы. Но присутствие в этих водах $CaCO_3$ приведет, по реакции Hilgard, к образованию в них некоторого количества соды. Последняя, при восходящем токе почвенных вод и их испарений с поверхности, может достигнуть концентрации, достаточной для ее вхождения в поглощающий комплекс, так как натрий из соды энергичнее поглощается почвой, чем из хлористого или сернокислого натрия. Количество соды может еще пополниться в верхних горизонтах почвы при обменных реакциях.

Поэтому лугово-солончаковые почвы, развивающиеся на очень слабо минерализованных грунтовых водах, содержащих, однако, немного хлоридов и сульфатов, являются тоже карбонатными и характеризуются некоторым насыщением их поглощающего комплекса натрием из соды, которое осуществляется из относительно слабо концентрированных растворов соли. При последующем нисходящем токе все легкорастворимые соли, включая и гипс, вымываются, так как содержание их каждый раз очень незначительно, а воды много, и насыщенные натрием коллоиды при гидролизе дают соду (реакция Гедройца), которая также вмывается в грунтовые воды и обогащает их содой.

Таким образом, содовые грунтовые воды являются следствием лугового процесса на фоне хорошо сточных, очень слабо минерализованных грунтовых вод.

Если на фоне таких вод произойдет нарушение растительного покрова, то к поверхности почвы устремятся токи содовых вод, и на такой оголенной поверхности образуется содовый солончак. [1]

Таким образом, мы видим, что содовый солончак образуется при наличии содовых почвенно-грунтовых вод хорошей сточности и очень слабо минерализованных. [2]

В природе содовые солончаки обычно встречаются среди карбонатных луговых солончаковых почв. Их залегание в депрессиях предопределяет смену восходящих токов на нисходящие, благодаря чему стадия солончаковая в них сравнительно недолговечна: они временами промываются; этому промыванию способствует и постепенно надвигающаяся на них растительность, в результате чего содовые солончаки переходят в содовые солонцы. Подобные содовые засоленные комплексы нами наблюдались на Украине, в Нежинском районе, около поселков Вересочи и Лосиновки. Эти содовые солончаки и солонцы классически изучены акад. К. К. Гедройцем.

Остановимся теперь на рассмотрении комплексов луговых почв, которые мы наблюдали на Украине. Комплексы эти приурочены к системе широких плоских лощин без ясно выраженного русла, расположенных

[1] На участие содовых грунтовых вод в процессе образования содовых солонцов Венгрии указывал еще в 1908 г. Treitz (12).

[2] Значительное разбавление грунтовых вод свойственно или гумидному климату или наиболее северным областям аридного.

между р. Десной и р. Днепром. Дно лощин занято луговыми солончаково-солонцовыми комплексами.

Поверхность лощин характеризуется довольно мягко выраженным микрорельефом. Замкнутые понижения (глубиной 20—50 см) заняты обычно густотравной луговой растительностью; на плоских, довольно широких повышениях и склонах мы наблюдаем комплексы засоляющихся и рассоляющихся луговых почв. Всюду, где нарушен растительный покров и обнажена поверхность почвы, на ней наблюдаются свежие выцветы соды, то есть идет солончаковый процесс.

То же самое наблюдается и на ровных участках поверхности лощин: на зеленом фоне луговых почв встречаются обнаженные пятна с белыми выцветами солей.

Зарастание этих пятен солеустойчивыми растениями (в данном случае *Atropis distans*) способствует затенению поверхности почвы, уменьшению испарения, снижению восходящих токов и прогрессирующему промыванию почвы, превращающему солончаки в солонцы.

В табл. 2 приведены результаты анализов почвенно-грунтовых вод и почв таких комплексов.

Из этих данных прежде всего мы видим, что все воды комплекса характеризуются резким преобладанием карбонатов над хлоридами и сульфатами и наличием соды (табл. 2 и 3), причем в районе Лосиновки (и Макеевки), в связи с большей активностью почв (глинистого механического состава), мы наблюдаем более резкое влияние солонцового процесса почвообразования на степень и характер минерализации грунтовых вод.

В связи с той же глинистостью механического состава находится и высокое содержание карбонатов в почвах и способность их давать большое напряжение содовому солончаково-солонцовому процессу (Лосиновка, Макеевка, табл. 2).

Легкий механический состав почв Вересочи обусловливает их слабую физико-химическую активность и слабое напряжение в них солончаково-солонцового процесса (см. главу 5, об осолодении, стр. 391). Кроме того, в виду хорошей их водопроницаемости они энергично промываются в периоды нисходящих токов, в связи с чем из них вымываются не только легкорастворимые соли, но и карбонат кальция (см. табл. 2, № 4И и 5И). Поэтому верхняя толща этих почв лишена карбонатов (они вмыты на глубину 70—80 см), но в жаркое и сухое время года, когда в этих почвах преобладают восходящие токи вод, на поверхности их снова появляется вскипание, часто пятнистое, связанное с сезонной аккумуляцией карбонатов из грунтовых вод. На голых участках в это время здесь появляются корочки $CaCO_3$.

Ничтожное содержание в грунтовых водах сульфатов не вызывает образования больших количеств гипса при обменных реакциях у поверхности почвы, а сезонное промывание почв способствует его выщелачиванию, поэтому комплексы почв карбонатного засоления совершенно лишены гипса.

3. Другой тип засоления получается, когда лугово-солончаковый процесс протекает на фоне слабо минерализованных вод, как это мы наблюдали в Кулунде (Западная Сибирь), в зоне черноземно-каштановых почв. Лугово-солончаковый процесс здесь способствует обогащению почвенно-грунтовых вод содой, но наличие уже заметных количеств солей (хлоридов и сульфатов) в грунтовой воде приводит к развитию сме-

Результаты анализов почв луговых комплексов, образованных во

№ разреза	Пункт и условия залегания	Название почвы	Глубина образца в см	Валовое содержание	
				SO_4	CO_2
I	Лосиновская лощина, комплексный луг (комплексы в основном распределяются по микрорельефу)	Рассоляющийся содовый солончак Слабое относительное повышение с редким *Atropis distans*	1 — 10 10 — 20 20 — 30 30 — 40 40 — 50 60 — 70 80 — 90 110 — 120 Вода 150 — 200	При морфологическом анализе не обнаружено	Вскипание с поверхности
II		Засоляющаяся луговая почва Пятно с *Carex distans*; на поверхности мелкие солевые корочки	0 — 2 2 — 12 15 — 25 30 — 40 40 — 50 60 — 70 80 — 90 110 — 120 Вода 150 — 200	»	»
III		Луговая почва под густотравной (100%) луговой растительностью, много *Poteniella* sp.	0 — 3 3 — 13 15 — 25 30 — 40 40 — 50 50 — 60 80 — 90 110 — 120 Вода 150 — 200	»	»
1И	Лосиновская лощина, комплексный луг (комплексы в основном распределяются по микрорельефу)	Слабое относительное повышение с редким *Atropis distans* (аналог)	Грунтовая вода 150 — 200	—	—
2 И		Слабое понижение с луговой растительностью (аналог III)	Грунтовая вода 150 — 200	—	—

Таблица 2

на карбонатно-содовых, очень слабо минерализованных
дах

Результаты анализов водных вытяжек в % от веса почвы и грунтовых вод в $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ на 1 л воды.

Сухой остаток	Щелочность: от норм. карбон. в CO_3	Щелочность: общая в HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na	Водорастворимое органическое вещество в $см^3$ 0.05 N $KMnO_4$	Примечание: дата	Примечание: автор
0.09	Нет	0.817	—	—	—	—	—	800	Июнь 1936 г.	Материалы И. И. Боловахно
0.10	»	0.573	—	—	—	—	—	604		
0.07	0.002	0.043	—	—	—	—	—	51		
0.07	0.002	0.024	—	—	—	—	—	48		
0.05	0.001	0.028	—	—	—	—	—	47		
0.04	0.001	0.021	—	—	—	—	—	40		
0.04	0.001	0.022	—	—	—	—	—	36		
0.03	0.001	0.023	—	—	—	—	—	—		
1.00	0.022	0.883	—	—	—	—	—	100		
0.05	Нет	0.065	0.003	—	—	—	—	134	»	»
0.07	»	0.031	0.004	—	—	—	—	60		
0.07	»	0.021	0.003	—	—	—	—	43		
0.05	»	0.016	0.002	—	—	—	—	51		
0.04	»	0.017	0.004	—	—	—	—	41		
0.04	»	0.013	0.004	—	—	—	—	44		
0.09	»	0.014	0.004	—	—	—	—	41		
0.23	»	0.010	0.004	—	—	—	—	—		
1.03	0.013	0.794	—	—	—	—	—	88		
0.037	Нет	0.025	0.008	—	—	—	—	119	Июнь 1936 г.	»
0.05	»	0.027	0.004	—	—	—	—	109		
0.08	»	0.019	0.004	—	—	—	—	73		
0.08	»	0.017	0.003	—	—	—	—	49		
0.07	»	0.016	0.004	—	—	—	—	49		
0.04	»	0.016	0.005	—	—	—	—	56		
0.07	»	0.017	0.006	—	—	—	—	—		
0.04	»	0.019	0.007	—	—	—	—	—		
0.86	0.012	0.746	—	—	—	—	—	110		
0.72	$\frac{0.177}{5.9}$	$\frac{0.722}{11.8}$	$\frac{0.040}{1.1}$	$\frac{0.031}{0.6}$	$\frac{0.012}{0.6}$	—	—	—	Май 1936 г.	Е. Н. Иванова
0.31	$\frac{0.051}{1.7}$	$\frac{0.303}{4.9}$	$\frac{0.016}{0.5}$	$\frac{0.025}{0.5}$	$\frac{0.018}{0.9}$	—	—	—		»

№ разреза	Пункт и условия залегания	Название почвы	Глубина образца в см	Валовое содержание	
				SO_4	CO_2
I	Вересочи. Комплексный луг на надпойменной террасе р. Десны	Пятно с *Carex* и редкими *Agrostis.* sp., солонцеватая луговая почва	Грунтовая вода 250 — 300	—	—
4И	»		Грунтовая вода 250 — 300	—	—
II		Пятно луговое с лапчаткой. *Carex juncus*, *Agrostis* sp. и друг., задернение 100%	Грунтовая вода 250 — 300	—	—
5И	»	Солодь. Задернение 100%, луг с лапчаткой	Грунтовая вода 250 — 300	—	—
	Макеевская лощина	Содовый солончаковатый солонец	3 — 15	При морфологическом анализе не обнаружено	4.38
			15 — 30		6.67
			30 — 45		9.17
	Комплексный луг	*Atropis distans*	45 — 62		9.15
			62 — 80		8.39
			80 — 100		5.83

Примечание: 1) Морфологический анализ почв в Вересочи показывает, что тов в профилях не обнаружено. Почва под *Carex* (I и 4И) обнаруживает пятнистое бины сплошное вскипание и обильные карбонаты. Почва под лугом *с Carex juncus* (II и новки и Макеевской лощины очень глинистые.

Таблица 3

№ разреза	HCO_3	Cl	SO_4
1	1	0.1	0.05
2	1	0.1	0.1
4	1	0.07	0.1
5	1	0.5	0.4

шанного карбонатно-хлоридно-сульфатного засоления (табл. 4), хотя в грунтовых водах и здесь относительное содержание карбонатов выше, чем хлоридов и сульфатов (табл. 5). Характер засоления почвенно-грунтовых вод здесь более сезонный, чем в первом и втором случаях. Весной почвенно-грунтовые воды могут достигать максимального разбавления и могут аккумулировать в почве в начале восходящих токов карбонат кальция.

По мере того как расходуется слой почвенно-грунтовых вод, к поверхности подтягиваются грунтовые, солоноватые воды, которые и аккумулируют в почвах хлориды и сульфаты.

Период аккумуляции $CaCO_3$ очень скоротечен, поэтому даже при глинистом механическом составе почвы (образовавшейся на некарбонатной породе) содержание карбонатов в ней может не достигать тех величин, которых оно достигало в почвах более северных областей, и в связи с тем,

Продолжение табл. 2

Результаты анализов водных вытяжек в % от веса почвы и грунтовых вод в $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ на 1 литр воды

Сухой остаток	Щелочность от норм. карбон. в CO_3	Щелочность общая в HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na	Воднорастворимое органическое вещество в $см^3$ 0.05*N* $KMnO_4$	Примечания дата	Примечания автор
0.41	0.006	1.194	—	—	—	—	—	80	Июнь 1936 г.	И. И. Боловахно
0.25	—	0.262 / 4.2	0.011 / 0.3	0.031 / 0.6	0.076 / 3.8	—	—	—	Май 1936 г.	Е. Н. Иванова
0.14	Нет	0.036	—	—	—	—	—	70	Июнь 1936 г.	И. И. Боловахно
—	—	0.052 / 0.9	0.016 / 0.5	0.021 / 0.4	0.028 / 1.4	—	—	—	Май 1936 г.	Е. Н. Иванова
								Гумус в %		
—	0.096	0.537	0.011	0	—	—	—	0.011	—	К. К. Гедройц (Ососолод. почв., 1926)
—	0.048	0.473	0.019	0	—	—	—	0.010	—	
—	0.034	0.264	0.003	0	—	—	—	0.003	—	
—	0.017	0.122	0.003	0	—	—	—	0.004	—	
—	0.012	0.094	0.003	0	—	—	—	0.003	—	
—	0.006	0.076	0.003	0	—	—	—	0.003	—	

весь почвенный ряд характеризуется резко выраженным осолодением. Солевых выцве-вскипание с поверхности. По профилю перерыв во вскипании до 70—90 см, с этой глу-5И) не вскипала вовсе. 2) Почвы Вересочи легкого механического состава, почвы Лоси-

что здесь в почвообразовании принимают участие более концентрированные растворы сульфатов, в профиле этих почв иногда можно обнаружить некоторое количество гипса.

На обнаженных участках в этих условиях образуются смешанные солончаки, в которых в стадии максимального засоления в поверхностных слоях почвы иногда может скопиться хлоридов и сульфатов больше, чем соды, или она может совсем отсутствовать (разрез № 263Б).

К этому же типу засоления относятся почвы, описанные Н. А. Димо в подгорной части возвышенности Карак-тау (табл. 6), М. М. Мазыро в подгорной части Александровского хребта (разр. № 38Ш), а к содовым — почвы, описанные В. А. Ковда, в долине р. Самарки (разр. № 23) (1935).

В табл. 7 мы видим, что в воде разреза № 23, как и в выше рассмотренных случаях, преобладают карбонаты, в то время как в разр. № 38Ш и, повидимому, в № 6 (табл. 6) относительное содержание карбонатов уменьшается, хотя абсолютное и возрастает.

Такой состав почвенных вод связан с характером грунтовых вод, которые в связи с повышением аридности климата обнаруживают общее

Результаты анализов почв луговых комплексов, образовав

№ разреза	Пункт и условия залегания	Название почвы	Глубина образца в см	Валовой анализ	
				SO_4	CO_2
263Б	Лощина в верховьях р. Бурлы. Урочище Плесо-Курья. Эрозионные комплексы в лощине	Солончак, голая поверхность; ровное место	0—2	По морфологии в профиле не обнаружено	4.3
			2—12		6.0
			40—50		7.9
			120—130		6.0
			Грунтовая вода 210		—
265Б	»	Солончак, поверхность голая; понижение	0—2	По морфологии в профиле не обнаружено	3.4
			2—10		3.4
			2—30		5.3
			Грунтовая вода 226		2.3
					—
262Б	»	Солонец поверхностный солончаковатый	0—12	По морфологии в профиле не обнаружено	Вскипает с поверхности и по всему профилю
			17—27		
			40—50		
			225		
			Грунтовая вода 225		
344Б	»	Замкнутое понижение с *Salix*, *Carex* — почва солодь	Грунтовая вода 200 см	—	—

Таблица 4

шихся на слабо минерализованных грунтовых водах Кулунды

Результаты анализов водных вытяжек из почв в% $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ и грунтовых вод в $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ на 1 л										Примечания	
сухой остаток просушенный	сухой остаток прокаленный	Щелочность: норм. карбон. в CO_3	Щелочность: общая в HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na	Органическое вещество в см³ 0.05N $KMnO_4$	дата	автор
4.67	3.36	0.061	0.162 / 2.7	1.337 / 38.2	0.770 / 16.0	0.037 / 1.8	Нет	1.267 / 55.1	—	12/VIII 1931 г.	Белов и Лобова (1933)
1.38	3.65	0.266	0.464 / 7.6	0.018 / 0.5	0.383 / 8.0	0.040 / 2.0	0.002 / 0.2	1.267 / 55.1	—		
—	—	0.564	1.020	0.024	Много	Нет	—	—	—		
—	—	0.042	0.220	0.018	Мало	Мало	—	—	—		
1.61	1.47	0.096	1.235 / 20.2	0.102 / 2.9	0.189 / 3.9	0.014 / 0.7	0.005 / 0.4	0.049 / 21.3	—		
1.42	1.12	0.290	0.905 / 14.8	0.070 / 2.0	0.271 / 5.6	0.014 / 0.7	0.005 / 0.4	0.490 / 21.3	286	12/VIII 1931 г.	»
—	—	0.466	1.386 / 22.7	0.049 / 1.4	—	0.007	0.0004	—	—		
—	—	0.674	1.052	0.035	Много	Нет	—	—	—		
—	—	0.017	0.146	0.010	»	Довольно много	—	—	—		
1.65	1.42	0.048	1.220 / 20.0	0.112 / 3.2	0.132 / 2.8	0.020 / 1.0	0.010 / 0.8	0.557 / 24.2	—		
—	—	0.030	0.262	0.018	Довольно много	Мало	—	—	250	12/VIII 1931 г.	»
—	—	0.064	0.362	0.021	Много	Следы	—	—	275		
—	—	0.055	0.306	0.021	»	Нет	—	—	90		
—	—	0.017	0.132	0.006	Мало	Мало	—	—	—		
2.83	2.66	0.206	1.918 / 31.4	0.71 / 2.0	0.530 / 11.0	0.010 / 0.5	0.014 / 1.2	0.982 / 42.7	—		
0.73	0.49	0.036	0.476 / 73.8	0.042 / 1.2	Нет 00	0.016 / 0.8	Нет 00	0.189 / 8.2	—	20/VIII 1931 г.	»

№ разреза	Пункт и условия залегания	Название почвы	Глубина образца в см	Валовой анализ	
				SO_4	CO_2
311Б	Озеро, урочище Плесо-Курья	Луговая почва на приозерной террасе *Agrostis, Carex, Potentilla*	Грунтовая вода 305	В почве не обнаружено	Почва вскипает с поверхности и по всему профилю
170И	Широкий водоток в нижней части склона к оз. Кульдиньенсор (Тоболжанские озера)	Солонец солончаковатый. Солянки, редкие дернинки *Atropis* и *Compharosma*	0—5	По морфологии по профилю не обнаружено	Вскипание с поверхности и по всему разрезу
			10—18		
			18—28		
			30—40		
			50—60		
			235		
			Вода 235		
169И	—	Солонец солончаковатый Луг—задернения 100%: *Agropyrum, Statica, Compharosma*, солодка	0—5	По морфологии по профилю не обнаружено	Вскипание с 7 см и до конца разреза
			11—25		
			25—35		
			50—60		
			245		
			Вода 245		

Примечание: разрезы 311Б и 344Б приведены для общей характеристики вод лощины.

Продолжение табл. 4

Результаты анализов водных вытяжек из почв в % $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ и грунтовых вод в $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ на 1 л										Примечания	
сухой остаток просушенный	прокален. остаток / сумма солей	Щелочность: норм. карбон. в CO_3	Щелочность: общая в HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na	Органическое вещество в см³ 0.05 N $KMnO_4$	дата	автор
0.56	0.30 / 0.38	0.024	0.459 / 7.5	0.010 / 0.3	Нет	0.060 / 3.0	0.030 / 2.5	0.053 / 2.3	—	20/VIII 1931 г.	Белов и Лобова (1933)
0.162	0.125	0.004	0.092	0.008	Следы	Нет	—	—	85		
—	— / 0.757	0.074	0.239 / 3.9	0.400 / 1.2	0.271 / 6.8	0.006 / 0.2	00	— / 11.67	177		
—	—	0.106	0.386	0.105	Много	Нет	—	—	156		
—	— / 1.016	0.098	0.366 / 6.0	0.118 / 3.4	0.283 / 7.1	0.003 / 0.1	00	— / 16.36	—		
—	—	0.059	0.239	0.076	Много	Нет	—	—	—		
0.119	0.095	0.0	0.073	0.025	Нет	»	—	—	—		
0.801	— / 0.96	Не опр.	0.418 / 6.8	0.100 / 2.8	0.134 / 3.4	0.040 / 1.4	0.024 / 1.2	— / 10.38	—	10/IX 1930 г.	И. П. Герасимов и Е. Н. Иванова (1934)
0.083	0.05	0.0	0.031	0.004	Нет	Нет	—	—	—		
—	—	0.026	0.311	0.036	Немного	Нет	—	—	—		
—	— / 0.603	0.038	0.254 / 4.2	0.069 / 2.0	0.154 / 3.9	0.003 / 0.1	0.005 / 0.2	— / 9.7	—		
—	—	0.029	0.194	0.042	Немного	Нет	—	—	—		
0.096	0.08	0.0	0.044	0.009	Следы	Следы	—	—	—		
—	2.86	0.154	1.365 / 22.4	0.554 / 15.8	0.660 / 16.7	0.251 / 9.0	0.263 / 13.2	— / 32.7	—		

Таблица 5

№ разреза	HCO_3	Cl	SO_4
263Б	1	0.14	0.19
265Б	1	0.16	0.14
262Б	1	0.07	0.55
344Б	1	0.02	0.0
311Б	1	0.04	0.0
170И	1	0.4	0.5
169И	1	0.7	0.8

повышение степени минерализации и относительное накопление в них хлоридов и сульфатов.

Еще более резко это сказывается на солевом составе лугового засоления в пустыне. Здесь постоянная карбонатность почв и относительно повышенное содержание в грунтовых водах хлоридов и сульфатов, в сочетании с длительным периодом восходящих токов и энергичным почвенным испарением, приводят к образованию в почвах больших аккумуляций гипса, который, в связи с периодическим слабым промыванием почв, обнаруживает тенденцию к прогрессивному накоплению. Малая емкость обмена почв и высокое содержание гипса препятствуют образованию в почвенно-грунтовых водах соды, поэтому луговые солончаки пустыни характеризуются исключительно хлоридносульфатным засолением (табл. 6, разрез № 479И). Некоторое количество соды в них образуется лишь по реакции Hilgard между карбонатом ($CaCO_3$) почвы и поднимающейся водой.

4. При уменьшении степени сточности (горизонтальной подвижности) грунтовых вод они все больше и больше начинают засоляться через почву. В составе их начинают все более и более преобладать хлориды и сульфаты, в связи с чем повышается в них растворимость углекислого кальция и соответственно уменьшается или совсем пропадает сода. Такие бессточные или слабосточные воды вызывают в почве высокое хлоридно-сульфатное (в основном) засоление и способствуют накоплению в них гипса, который образуется в карбонатной почве при реакции двойного обмена $CaCO_3 + Na_2SO_4$, а отчасти приносится и с током капиллярно поднимающихся грунтовых вод. Для примера рассмотрим анализы вод и почв в одной из степных западин Кулундинской степи (см. табл. 8).

Прежде всего надо отметить, что воды, как под луговыми (солончаковатыми здесь) почвами, так и засоленными, сильно минерализованы. Из табл. 9 мы видим, что карбонаты в этих водах имеют уже подчиненное значение и почвы обнаруживают хлоридно-сульфатное засоление.

Слабо сточные, сильно минерализованные, грунтовые воды встречаются в поливных районах пустыни, где они приурочены к неполиваемым участкам с засоленными почвами (табл. 8, разр. № 1И).

Грунтовые воды могут сильно засолиться и иным путем: например, если соленое озеро (или берег моря) вложено в песчаную ванну, то воды его растекаются в песке и на некотором расстоянии от берега могут формироваться почвы на подтекающих (чистых, или смешанных с грунтовыми водами) от озера (или моря) засоленных водах; тогда в зависимости от их состава находится и почвенное засоление (табл. 8, разр. № 4Ш). Но этот тип засоления имеет мало значения на фоне общего распространения засоленных почв.

Таким образом, мы видим, что степень и отчасти характер засоления почвенно-грунтовых вод зависят от степени их разбавления (относительно большое количество осадков и слабое

испарение) и от степени их сточности, с одной стороны, и от характера почвообразования над ними — с другой.

Грунтовые воды, поднимаясь по капиллярам почвы, аккумулируют в ней свои соли, определяя таким образом своим составом в первую очередь характер засоления почвы.

Кроме грунтовых вод, характер засоления почвы определяется и степенью концентрации растворов у поверхности: обнаженная поверхность почвы интенсивно испаряет влагу, вследствие чего создаются благоприятные условия для обильных солевых аккумуляций (солончаки хлоридные, нитратные, сульфатные и содовые); поверхности задерненные не представляют благоприятных условий для концентрирования почвенных растворов, поэтому им сопутствует аккумуляция солей, выделяющихся из растворов при слабой их концентрации: аккумуляция легкорастворимых солей в случае, если грунтовые воды достаточно минерализованы, и карбоната кальция (натрия) — в случае их слабой минерализации.

Затем воды, близкие к поверхности, аккумулируют на ней больше солей, чем воды с пониженным залеганием.

Но в случае, если почва засолена $CaCl_2$ или $MgCl_2$, то и при близком залегании грунтовых вод она будет содержать сравнительно небольшое количество солей, так как в виду их гигроскопичности прекращается дальнейшее испарение влаги с поверхности почвы (см. табл. 8, разр. № 4Ш); та же причина обусловливает постоянную влажность их поверхности (мокрые солончаки).

Помимо этого, характер засоления почвы зависит от длительности чередующихся периодов нисходящих и восходящих токов вод. При наличии в почве постоянно действующих восходящих токов на поверхности образуются солончаки с высоким содержанием легкорастворимых солей (см. разрезы № 4Ш и № 1И в табл. 8).

Такие солончаки очень типичны для орошаемых районов пустыни, где вследствие полива создается близкий к поверхности уровень грунтовых вод и отсутствует промывание солей сверху.

В природе естественным путем такое сочетание условий редко осуществляется,[1] так как грунтовые воды подходят близко к поверхности лишь в депрессиях рельефа, которые характеризуются и повышенным поверхностным увлажнением. В указанных условиях образуются луговые солончаки, которые на ряду с длительными восходящими токами имеют еще периоды с нисходящими токами вод; в зависимости от соотношения между восходящими и нисходящими токами образуются различные солончаки в случае одинакового состава и степени минерализации грунтовых вод. Солончаки с постоянными восходящими токами содержат относительно больше хлоридов (и нитратов); солончаки, периодически промываемые, характеризуются относительным накоплением сульфатов; из них более промываемые аккумулируют относительно много гипса (№ 479И — табл. 6) и, наконец, почвы с преобладанием нисходящих токов над восходящими уже характеризуются вымыванием гипса, которого в этих условиях мало и образуется, и содержат только труднорастворимый $CaCO_3$ и обменные катионы, среди которых, как мы видели в этих условиях, может накопиться и натрий, обусловливая таким образом солонцеватость почв.

[1] См. сноску 1 к стр. 358.

Результаты анализов луговых почвенных комплексов,

№ разреза	Пункт	Условия залегания	Глубина образца в см	SO_4 валовой	CO_2	Результаты: Сухой остаток	Результаты: Прокаленный остаток
23	Надпойменная терраса р. Самарки. Луговые комплексы по микрорельефу	Солонец солончаковатый. Небольшой бугорок в мочежине, лишенный растительности	0—5	0.06	Вскипание с поверхности по всему профилю	0.74	—
			5—10	0.02 / 0.4	»	1.79	—
			15—20	0.12 / 2.5	»	1.35	—
			25—30	0.10 / 2.0	»	1.46	—
			35—40	0.05 / 1.1	»	0.58	—
			45—50	0.02 / 0.5	»	0.44	—
			75—80	0.02 / 0.4	»	0.26	—
			95—100	0.02 / 0.3	»	0.20	—
			145—150	0.06 / 1.2	»	0.12	—
			195—200	0.08 / 1.7	»	0.09	—
			230—240	0.001 / 0.01	»	0.2	—
			290—300	0.03 / 0.6	»	0.08	—
			Вода 300—310	—	»	0.53	—
38III	Плоская лощинистая поверхность низкого водораздела между Карасуками (водотоки, образовавшиеся на выходах подгорных грунтовых вод)	Голая поверхность коркового солонца в плоском блюдце	0—5	Следы	7.25	0.169	0.112
			10—15	»	6.9	—	—
			30—35	»	7.0	0.158	0.075
			100—105	»	—	0.053	—

Таблица 6

образующихся на слабо засоленных грунтовых водах

анализов водных вытяжек из почв в % $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ и грунтовых вод в $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ на 1 л.

Щелочность: Норм. карбон. в CO_3	Щелочность: Общая в HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na вычисл.	Органич. вещество в см³ 0.05N $KMnO_4$	Примечания
Невозм. опр.	0.189 / 3.1	Невозм. опр.	0.005 / 0.1	0.018 / 0.9	0.007 / 0.5	0.041 / 1.8	0.011	Ковда В. А. Солончаки и солонцы. АН СССР, 1937
»	0.976 / 16.0	»	0.131 / 2.7	0.032 / 1.6	0.009 / 0.8	0.376 / 16.4	0.532	
»	0.824 / 13.5	»	0.114 / 2.4	0.131 / 0.7	0.004 / 0.4	0.346 / 14.8	0.309	
»	0.665 / 10.9	»	0.096 / 2.0	0.011 / 0.6	0.004 / 0.3	0.277 / 12.1	0.141	
»	0.549 / 9.0	»	0.043 / 0.9	0.005 / 0.3	0.003 / 0.2	0.216 / 9.4	0.009	
»	0.392 / 6.4	0.005 / 0.1	0.017 / 0.4	0.003 / 0.2	0.003 / 0.3	0.149 / 6.5	0.007	
0.02 / 0.7	0.169 / 2.8	0.003 / 0.1	0.005 / 0.1	0.003 / 0.2	0.001 / 0.1	0.063 / 2.7	0.006	
0.04 / 1.2	0.163 / 2.7	0.006 / 0.2	0.003 / 0.1	0.004 / 0.2	0.004 / 0.3	0.055 / 2.4	0.005	
0	0.088 / 1.4	0.003 / 0.1	0.001 / 0.02	0.005 / 0.3	0.004 / 0.3	0.022 / 1.0	Нет	
0	0.071 / 1.2	0.003 / 0.1	0.005 / 0.1	0.017 / 0.9	0.005 / 0.4	0.002 / 0.1	»	
0	0.071 / 1.2	0.003 / 0.1	0.007 / 0.2	0.008 / 0.4	0.005 / 0.4	0.014 / 0.6	»	
0	0.067 / 1.1	0.002 / 0.1	0.004 / 0.1	0.011 / 0.5	0.006 / 0.5	0.005 / 0.2	»	
0.019 / 0.6	0.392 / 6.4	0.01 / 0.3	—	0.050 / 2.5	0.028 / 2.3	—	Не опр.	
0.024	0.249 / 4.1	0.019 / 0.6	0.032 / 0.7	0.004 / 0.2	0.001 / 0.1	0.115 / 5.0	0.057	М. М. Мазыро. Почвы долины р. Чу. Рукопись. 1936 г. ИП АН СССР
0.034	0.254 / 4.1	0.001 / 0.02	0.043 / 0.9	0.004 / 0.2	0.001 / 0.1	—	0.012	
Невозм. опр.	Невозм. опред.	0.003 / 0.1	0.035 / 0.7	0.013 / 0.7	0.002 / 0.2	—	0.084	
0.024	0.188 / 3.1	0.0003 / 0.01	—	0.003 / 0.2	0.006 / 0.5	—	—	

№ разреза	Пункт	Условия залегания	Глубина образца в см	SO_4 валовой	CO_2	Результаты: Сухой остаток	Результаты: Прокаленный остаток
38Ш	См. выше	См. выше	135—140	Следы	14.1	0.059	0.009
			Вода с 220	—	—	4.11	4.07
6	Чардаринская долина. Карасучная зона возвышенности Карак-тау. Старое русло р. Алкаган	Солончаковое пятно среди негустых и невысоких тростниковых зарослей	0—2 (корка солевая)	По морфологии, по профилю не обнаружено	Вскипание с поверхности и по всему разрезу	28.81	21.78
			2—4			1.45	1.43
			10—30			1.21	1.18
			30—40			0.52	0.47
			40—53			0.60	0.56
479И	Дельта реки Амударьи	Низинный пахотный массив, много посевов риса	Соль с поверхности	8.26 / 206.5	Вскипает с поверхн.	11.98	9.17
		Луг с *Aeluropus littoralis*, разбросаны кусты *Tamarix* и *Halimodendron argenteum*. Поверхность влажная, пятна солевых выцветов. Луговой солончак	0—5	4.09 / 102.1	6.98	3.25	2.56
			20—25	0.607	8.20	1.32	1.05
			50—55	—	—	1.19	0.89
			150	—	—	0.66	0.46
			Образец взят из воды, вода на вкус соленая				

Примечание. Грунтовые воды в районе взятия пробы № 6 залегают

Продолжение табл. 6

анализов водных вытяжек из почв в % $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ и грунтовых вод в $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ на 1 литр

Щелочность									
Норм. карбон. в CO_3	Общая в HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na вычисл.	Органич. вещество в см³ 0.05 N $KMnO_4$	Примечания
0.014	0.139 / 2.3	0.003 / 0.1	0.028 / 0.6	0.003 / 0.1	0.001 / 0.1	0.063 / 2.7	0.050	М. М. Мазыро. Почвы долины р. Чу. Рукопись, 1936 г. ИП АН СССР
0.225	1.158 / 19.0	0.128 / 3.6	1.297 / 27.0	0.073 / 3.7	0.010 / 0.8	0.039 / 45.2	0.036	
3.00	5.698	6.886	3.794	Следы	Следы	—	—	Н. А. Димо. Сода в почвах Средней Азии. Изв. Институт. почв и геол. САГУ, вып. 1, 1925 г.
0.190	0.400	0.458	0.390	0.003	»	—	—	
0.043	0.217	0.435	0.180	0.003	»	—	—	
0.046	0.198	0.181	0.026	0.002	Нет	—	—	
0.020	0.112	0.093	0.202	0.002	»	—	—	
0	0.043 / 0.7	2.255 / 64.4	4.373 / 109.3	0.385 / 13.8	1.706 / 85.3	— / 84.2	—	Е. Н. Иванова. Поливные почвы низовьев реки Аму-дарьи. АН СССР. Серия Каракалпакская, вып. 2, 1933 г.
0	0.018	0.541 / 15.5	Очень много	Много	—	—	—	
0	0.015	0.190 / 5.5	Много	»	—	—	—	
0	0.013	0.202	»	»	—	—	—	
0	0.015 / 0.2	0.152 / 4.3	0.211 / 5.3	0.036 / 1.3	0.064 / 3.2	— / 5.3	—	

на глубине 2.5 м и выше и минерализация их колеблется от 0.7 до 3.5 г/л.

Таблица 7

№ разреза	HCO_3	Cl	SO_4
23	1	0.05	0.1
38 Ш	1	0.19	1.4

Такая же картина наблюдается при прогрессивном выщелачивании солончака по мере его зарастания, когда в нем все дольше и дольше устанавливаются нисходящие токи. Поэтому на первых стадиях рассоления солончак теряет относительно больше хлоридов, затем теряет сульфаты и в последнюю очередь из него вымываются карбонаты, и все это обычно сопровождается обменными реакциями с поглощающим комплексом почвы.

Таким образом, первичные типы солончаков зависят:

1) От состава грунтовых вод, который определяется величиной атмосферных осадков, испарением, характером сточности вод и почвообразованием. В зависимости от этого солончаки бывают хлоридные (нитратные), сульфатные и карбонатные.

2) От концентрирования этих вод у поверхности. Условия развития солончаков (при обнажении поверхности) карбонатных (а также и содовых), хлоридных и сульфатных рассмотрены были выше.

3) От периодических смен восходящих и нисходящих токов. В этом случае на хлоридно-сульфатных грунтовых водах образуется разнообразная гамма хлоридно-сульфатных солончаков — от чисто-хлоридных, через сульфатные солончаки, до слабо солончаковатых или совсем не засоленных, слабо солонцеватых или несолонцеватых луговых почв. На водах карбонатных образуются содовые солончаки, сменяющиеся через содовые солонцы карбонатными луговыми солонцеватыми почвами.

4) Процессы дифференциации солей в почве при взаимодействии ее твердой и жидкой фаз ведут к образованию многочисленных и самых разнообразных сочетаний солей солончаков (в пределах основных групп), определяемых водно-термическим режимом почвы. Наиболее важным следствием этих процессов является образование соды в верхних горизонтах почвы, чему способствует карбонатность породы (реакция Hilgard).

К сказанному следует еще добавить, что нитратные солончаки (табл. 10) имеют распространение в пустынных условиях, где идет интенсивное образование нитратов и слабо протекают процессы денитрификации. В этих условиях они обычно сопутствуют хлоридам, как это было показано еще старыми исследователями Stewart R. and Peterson (1914), поэтому в основном они выявляют те же закономерности в миграциях, как и хлоридные солончаки, вместе с которыми мы их и будем рассматривать в дальнейшем.

Таким образом, солончаки, в зависимости от их генезиса, могут быть разбиты на следующие группы, представленные в схеме № 1.

Из рассмотрения схемы мы видим, что существует два типа засоления почв: хлоридно-сульфатное и карбонатное. Появление того или иного типа строго обусловлено свойствами географической среды, с одной стороны, и свойствами почв и засоляющих их солей —с другой. В природе, на ряду с четко выраженными крайними типами, существует бесконечный ряд переходных, смешанных типов, в которых преобладают свойства то одного, то другого из основных типов.

Насколько нам известно, здесь впервые дается общая генетическая схема развития солончакового процесса с учетом взаимного влияния компонентов системы растение — почва — вода в разных условиях географической среды,

Схема № 1

I. Хлоридно-сульфатное засоление	II. Карбонатное засоление
Солончаки этой группы в зависимости от породы могут быть карбонатны и бескарбонатны	Все почвы карбонатны в связи с аккумуляцией $CaCO_3$ из грунтовой воды[2]

1) Солончаки, образовавшиеся на хлоридно-сульфатных почвенно-грунтовых водах (слабосточных и бессточных, минерализованных)	2) Солончаки, образовавшиеся на карбонатно-содовых почвенно-грунтовых водах, хорошо сточных и очень мало минерализованных	3) Солончаки, образовавшиеся на карбонатных грунтовых водах, максимально сточных и максимально разбавленных
1. Почвы интенсивно действующего восходящего тока на обнаженных поверхностях		
Хлоридно-сульфатные[1], с относительным накоплением хлоридов, солончаки: стадии прогрессивного засоления луговых солончаков и солончаки неполиваемых пустырей в орошаемых районах пустыни	Карбонатно-содовые солончаки Стадия засоления	Карбонатные (известковые) солончаки (луговые мергеля) Стадия засоления
2. Почвы перемежающихся восходящих и нисходящих токов на зарастающих поверхностях (и рассоляющиеся солончаки)		
Солончаки в условиях перемежающегося засоления и рассоления: хлоридно-сульфатные с прогрессивным накоплением в них сульфатов и гипса — луговые солончаки, рассоляющиеся солончаки с относительным накоплением сульфатов и гипса.	Карбонатно-содовые солончаки Уменьшение содержания соды	Сильно карбонатные луговые почвы (луговые мергеля)[2] Уменьшение содержания $CaCO_3$
3. Почвы с преобладанием нисходящих токов на заросших поверхностях		
Стадии солонцеватых почв	Стадии солонцеватых почв	Луговые карбонатные почвы (луговые мергеля)[2]

Примечание. На хорошо сточных, средне и слабо минерализованных водах образуются смешанные карбонатно-хлоридно-сульфатные солончаки, которые по своим свойствам в основном приближаются к солончакам хлоридно-сульфатным.

которая и определяет собой наложение (и характер) процессов засоления-рассоления на нормальное почвообразование.

Наиболее близко к нашей точке зрения стоит И. В. Тюрин (1933). Он так же, как и мы, ставит характер засоления солончаков в связь с засолением грунтовых вод и в зависимости от этого делит солончаки на хлоридно-

[1] Термин «хлоридно-сульфатный солончак» нами употребляется лишь в качественном его значении: мы указываем только состав солей и направление процесса. В зависимости от количественных соотношений этих ионов в почвенно-грунтовых водах солончаки могут быть как хлоридные, так и сульфатные и смешанные с преобладанием хлоридов или сульфатов.

[2] В зависимости от механического состава почвы, степени минерализации вод и интенсивности испарения содержание $CaCO_3$ в этих почвах может колебаться от сезонных следов до 30—50% и более.

Грунтовые воды и почвы замкнутой, слабо грунто

№ разреза	Условия залегания	Почва и растительность	Глубина залегания образца в см	SO_4 валовое
185И	Степная западина с относительным понижением 1—1.5 м. Северная ее половина занята камышами на дне сухого озера, на юге, мелкопятнистый луговой комплекс	Дно сухого озера: камыши. Луговая солонцеватая и осолоделая почва. Вскипание с 13 см и до конца разреза. Гипса не видно в профиле	Грунтовая вода 150	—
184И	»	Слабо пониженное пятно с густой луговой растительностью (задернение 100%) (*Statice*, *Glycyrrhiza* и др.)	0—10	—
		Луговая почва вверху осолоделая, внизу солончаковатая	40—50	—
		Вскипание с 21 см и до конца разреза. С 35 до 62 см солевые выцветы жилками и мелкими гнездами	60	—
			Грунтовая вода 165	—
184И	»	Слабый водоток с солянками, редкие дернинки злака (*Atropis*) и *Artemisia maritima Salina*. Луговая солончаковатая почва	Грунтовая вода 170	—
		Вскипание с 8 см. Солевых выцветов нет		
1И	Дельта реки Амударьи. Пахотный массив в районе интенсивного полива. Неполиваемый участок. Склон к озеровидному понижению.	Голая солевая поверхность. Разбросанные кусты *Halostachys caspica*. Корковопухловый солончак	Корка 0—2	28.96 / 603.3
			Пухлый 2—7	—
			7—12	—
			20—25	—

Таблица 8

во-сточной степной западины (Кулундинская степь)

Результаты анал. водных вытяжек из почв в $\%\frac{г}{м\text{-}экв.}$ и грунтовых вод в $\frac{г}{м\text{-}экв.}$ на 1 л									Примечания
Сухой остаток	Щелочность: от норм. карбон. в CO_3	Щелочность: общая в HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na по вычислен.	Дата взятия пробы	
16.49	0	1.82 / 30.0	2.48 / 70.9	7.27 / 151.5	0.17 / 8.5	0.46 / 38.3	4.71 / 204.8	12/IX 1930 г.	Из неопубликованных материалов автора (Кулундинская степь, район Таволжанских озер)
0.08	0	0.019 / 0.32	0.002 / 0.05	Следы	Следы	—	—	»	
0.91	0	0.041 / 0.7	0.023 / 0.7	0.440 / 11.0	0.050 / 1.8	0.020 / 1.0	/ 9.6		
0.15	0	0.024 / 0.4	0.024 / 0.7	Мало	Следы	—	—		
7.86	0	0.47 / 7.7	1.64 / 46.9	3.48 / 72.5	0.17 / 8.5	0.45 / 37.5	1.86 / 80.9		
62.56	0	2.46 / 40.3	5.92 / 170.0	35.32 / 741.3	0.77 / 38.5	3.65 / 304.1	13.98 / 608.0		
50.09	0.024	0.085 / 1.4	3.339 / 95.4	28.44 / 592.4	0.478 / 23.9	1.753 / 146.1	— / 518.8	1925 г.	Труды ИП АН СССР, вып. 3—4, 1930 г. Почв. исслед. в Каракалпакской АССР
27.71	0.020	0.056 / 0.9	2.114 / 60.4	15.48 / 322.5	0.450 / 22.5	1.031 / 85.9	— / 284.9		
5.58	0.009	0.015 / 0.2	1.026 / 29.3	2.42 / 50.4	0.274 / 13.7	0.354 / 29.5	— / 36.7		
—	0.007	0.023 / 0.3	0.935 / 26.7	1.085 / 22.6	0.110 / 5.5	0.152 / 12.7	— / 31.4		

№ разреза	Условия залегания	Почва и растительность	Глубина залегания образца в см	SO_4 валовое
1И	Дельта реки Амударьи. Пахотный массив в районе интенсивного полива. Неполиваемый участок. Склон к озеровидному понижению	Голая солевая поверхность. Разбросанные кусты *Halostachys caspica*. Корково-пуховый солончак	65—70	$\frac{1.40}{29.1}$
			100—105	—
			145—150	—
			190—195	—
			Вода с глубины 200 см. На вкус вода сильно соленая и горькая	—
4Ш	Берег соленого озера в старом русле Узбоя, ст. Джебел, Закасп. ж. д.	Мокрая поверхность солончака с разбросанными кочками с *Halocnemum Strobilaceum*	0—10	—
		На поверхности слабые солевые выцветы Мокрый солончак	10—20	—
			25—35	—
			50—60	—
			95—100	—
			Грунтовая вода 100 см	—

Продолжение табл. 8

Результаты анализов водных вытяжек из почв в $\%\frac{г}{м\text{-}экв.}$ и грунтовых вод в $\frac{г}{м\text{-}экв.}$ на 1 л									Примечания
Сухой остаток	Щелочность от норм. карбон. в CO_3	Щелочность общая в HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na по вычислен.	Дата взятия пробы	
2.35	0.005	0.017 / 0.3	0.448 / 12.8	0.998 / 20.8	0.084 / 4.2	0.108 / 9.0	— / 20.7	1925 г.	Труды ИП АН СССР, вып. 3—4, 1930 г. Почв. исслед. в Каракалпакской АССР
2.15	0.002	0.017 / 0.3	0.360 / 10.3	0.965 / 20.1	0.056 / 2.8	0.101 / 8.4	— / 19.5		
—	Следы	0.012 / 0.2	0.196 / 5.6	1.238 / 25.8	0.112 / 5.6	0.071 / 5.9	— / 20.1		
0.66	0.0	0.012 / 0.2	0.097 / 2.76	0.312 / 6.5	0.030 / 1.5	0.025 / 2.1	— / 5.9		
63.34	0.0	1.695 / 28.0	10.756 / 307.3	27.52 / 573.3	0.590 / 29.5	3.958 / 329.8	— / 549.3		
10.32	0.0	0.032 / 0.5	4:81 / 135.5	1.256 / 26.6	0.729 / 36.4	0.13 / 11.2	2.76 / 115.0	Октябрь 1936 г.	М. М. Шукенич. Миграция солей в почвах и растениях пустыни. Тр. ИП АН СССР (1938)
3.54	0.0	0.022 / 0.4	1.26 / 35.5	0.889 / 14.6	0.46 / 23.0	0.055 / 4.6	0.52 / 22.9		
5.39	0.0	0.024 / 0.4	2.30 / 64.9	0.727 / 11.9	0.42 / 21.0	0.076 / 6.3	1.15 / 49.9		
1.41	0.0	0.028 / 0.5	1.446 / 40.7	0.65 / 1.3	0.15 / 7.5	0.054 / 4.5	0.7 / 30.5		
5.63	0.0	0.028 / 0.5	0.745 / 20.9	0.08 / 1.32	0.09 / 4.6	0.019 / 1.6	0.37 / 16.5		
37.9	0.0	0.15 / 2.5	20.05 / 564.7	0.99 / 20.54	1.45 / 72.5	0.64 / 53.0	10.63 / 462.2		

Таблица 9

№ разреза	HCO_3	Cl	SO_4
185И	1	2.3	5.1
184И	1	6.1	9.4
186И	1	4.3	18.5

сульфатные и карбонатные, но в последних не выделяет содовых; поэтому и в дальнейшем у него не указано место содовых солонцов в генетической схеме солонцов и, кроме того, он не дает общей развернутой картины процессов засоления-рассоления в природе.

Значительное различие имеется у нас со взглядами В. А. Ковда. Группа содовых солончаков, согласно В. А. Ковда, свойственна бессточным областям и образуется путем эволюции хлоридно-сульфатных солончаков. Как показывает все вышеизложенное, мы не считаем оба эти положения правильными.

Таблица 10

Результаты анализов водных вытяжек в % и воды в граммах на 1 л

№ разреза	Пункт	Условие залегания	Глубина образца (в см)	Сухой остаток	Щелочность общая в HCO_3	NO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg
№ 1	Казалинск	Понижение на древнеаллювиальной равнине. Бугор	Корочка	20.03	0.07	5.95	5.42	1.65	0.76	0.06
			0—5	7.66	0.06	2.54	1.53	1.06	0.59	0.07
			10—15	5.60	0.08	1.50	1.18	0.66	0.38	0.07
			35—40	3.84	0.09	1.25	0.88	0.21	0.16	0.04
			65—70	3.09	0.07	0.61	0.42	0.95	0.39	0.04
			115—120	2.29	0.10	0.18	0.24	0.94	0.25	0.05
			185—190	6.59	0.07	1.60	1.57	0.91	0.40	0.13
			310—320	1.48	0.10	0.04	0.39	0.43	0.08	0.04
			390—420	2.57	0.06	0.03	0.40	1.23	0.30	0.06
			530—540	0.40	0.08	0.03	0.05	0.17	0.04	0.01
			Грунтовая вода	14.28	0.20	0.09	4.70	4.04	0.65	0.47

Примечание. Анализы взяты из работы V. A. Kowda und S. N. Seliakow. Salpeter Soliontschaks in Mittelasien. Studies in the Genesis and Geography of Soil. Acad. of Sciences of the UdSSR. Dokuch. Soil Instit. 1935.

4. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СОЛОНЦОВ В СВЯЗИ С ХАРАКТЕРОМ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Как было разъяснено акад. К. К. Гедройцем, путем прогрессивного рассоления солончаковых почв образуются почвы солонцового типа. При этом удаление солей из солончаковой почвы происходит сверху вниз; поэтому верхние горизонты почвы рассоляются и за счет этого сильнее засоляют ее нижние слои.

После первых фаз выноса легкорастворимых солей (хлоридов и сульфатов) в верхнем почвенном слое хлоридно-сульфатного солончака наступает резкое повышение щелочности.

Такие почвы, содержащие еще соли и обнаруживающие высокую щелочность и солонцеватые физические свойства, носят название солончаковатых солонцов: это переходные почвы, совмещающие в себе свойства солонца и солончака. Направление процесса здесь еще недостаточно определено и стадия осолонцевания может смениться новым засолением.

Присутствие в составе солей гипса понижает развитие солонцеватости почвы. Наличие карбоната кальция действует аналогичным образом. Но при определенном соотношении солей и в таких почвах начинает сказываться влияние поглощенного натрия на физические и химические их свойства.

Как только щелочность достигает определенной величины, достаточной для диспергирования почвенной массы, последняя с нисходящим током почвенных вод увлекается на глубину, где отчасти поглощается почвой механически, отчасти коагулируется присутствием солей, выпадает над солевым горизонтом и придает этому слою с повышенным содержанием коллоидов, насыщенных натрием, уплотнение, особую структуру и прочие свойства, которыми солонцеватые почвы отличаются от несолонцеватых.

При более полном вымывании солей начинается разрушение поглощающего комплекса с понижением емкости поглощения и с выносом и аккумуляцией продуктов распада (главным образом, полуторных окислов) в солонцовом горизонте. К этому времени уже в верхней части профиля обособляется слой с признаками слабого осолодения, — эта стадия почвы носит название типичного солонца. По мере оформления солонцового горизонта (образование в начальной стадии призматической, затем столбчатой структуры) происходит вымывание солей из-под солонцового слоя, но они в этой стадии все еще присутствуют в большом количестве; в них уже наблюдается преобладание гипса, часто в виде обильных мучнистых жилковатых или крупнокристаллических выцветов. В этой стадии солонец имеет максимальную щелочность в своих солонцовых горизонтах.

Таким образом для типичного солонца характерно: наличие над солонцовым горизонтом рассолонцованного слоя с признаками слабого осолодения, максимальное напряжение солонцоватости в солонцовом слое и залегание под ними слоя солончакового, в солях которого начинает преобладать гипс по мере вымывания легкорастворимых солей.

Затем постепенно начинает усиленно рассолонцовываться (и осолодевать) не только надсолонцовый, но и солонцовый горизонт — начинается стадия рассолонцевания, для которой характерно снижение щелочности и более пышное зарастание поверхности солонца растительностью, почему эта стадия на ряду с осолодением сопровождается и рассолонцеванием почвы биологическим путем. В начальных стадиях этого процесса в подсолонцовом горизонте еще имеются соли. Эти соли в подсолонцовом горизонте в основном являются остаточными солями, вмытыми сверху при рассолении солончака.

В дальнейшем, по мере развития процесса рассолонцевания, в подсолонцовом горизонте формируются выцветы карбонатов, а легкорастворимые соли постепенно выносятся ниже и залегают под карбонатным горизонтом [в солончаках на некарбонатных породах карбонаты (вскипание) часто появляются ниже горизонта выделения легкорастворимых солей (и гипса)]. Таким образом в солонцах следует различать начальную стадию выщелачивания от солей (и рассолонцевания) — типичные солонцы, при которой в подсолонцовом горизонте еще есть легкорастворимые соли, среднюю стадию выщелачивания (и рассолонцевания) — когда соли находятся под карбонатным горизонтом, и стадию сильно выщелоченных (и рассолонцевания) солонцов, в которых имеется лишь карбонатный горизонт, а соли вымыты за пределы профиля почвы. В солонцах карбонатных одновременно с выщелачиванием солей идет энергичное рассолонцевание солонцов

углекислым кальцием, почему мы в них встречаем только две первые стадии.

Таким образом для рассолонцованных (и осолоделых) солонцов характерно наличие над солонцовым горизонтом рассолонцованного (осолоделого) слоя, слабое напряжение солонцоватости в солонцовом слое, наличие карбонатного горизонта под солонцовым горизонтом и наличие растворимых солей (гипса) под карбонатным горизонтом на первых стадиях рассолонцования и полное отсутствие растворимых солей (гипса) в конечной стадии.

Кроме того, солонцеватые почвы, в зависимости от содержания в них поглощенного натрия, могут разделяться на слабо, средне и сильно солонцеватые почвы, и этому до некоторой степени соответствуют и степени осолодения.

По мере рассолонцевания солонцов снижается их щелочность, солонцовый горизонт спускается вниз, так как натрий поглощается из соды нисходящего тока воды. Это опускание солонцового горизонта на основании априорных воззрений указывал еще акад. К. К. Гедройц (1928); Е. Н. Иванова (1930) строила на этом свою точку зрения на эволюцию западинных солонцов через озера к колкам. В последнее время это доказано опытным путем И. Н. Антиповым-Каратаевым (1935). На это же указывает и П. Е. Простаков (1936). Последний автор отмечает, что на станции Персияновка за два года полива высокими нормами наблюдается опускание солонцеватого горизонта и рассолонцевание верхних горизонтов почвы.

Вследствие того, что из соды натрий полностью не поглощается, солонцеватость нижних горизонтов прогрессивно уменьшается.

Таким образом, мы видим, что содержание соды в солонце сначала повышается от солончака, через солончаковатый солонец, к типичному солонцу, а затем с развитием процесса рассолонцевания оно прогрессивно падает, и это падение щелочности в профиле начинается, когда в подсолонцовом горизонте еще имеются легкорастворимые соли. Максимальное развертывание солонцеватых свойств почвы и увеличение содержания соды по мере вымывания легкорастворимых солей справедливо лишь для верхнего (первого) солонцового горизонта. К моменту же вымывания солей из всего профиля хлоридно-сульфатного солонца величина щелочности как в солонцовом горизонте, так и по всему профилю резко падает.

Если хлоридно-сульфатное засоление развивается на карбонатных породах, то при реакции взаимодействия хлоридов и сульфатов с углекислым кальцием появляется сода, из которой натрий энергичнее поглощается, чем из нейтральных солей. Поэтому присутствие в почве карбоната кальция не защищает ее от поглощения натрия, и при некоторых соотношениях этих солей натрий может поглощаться больше, чем при отсутствии углекислого кальция. При рассолении этих почв получаются солонцы с более высокой щелочностью, так как в них происходит энергичное взаимодействие $CaCO_3$ с поглощающим комплексом с выделением соды. Но при большем напряжении солонцовые стадии в карбонатных почвах и более кратковременны, их щелочность относительно быстро понижается, и в процессе рассолонцевания бо́льшая часть поглощенного натрия замещается кальцием (по сравнению с бескарбонатными солонцами), так как, помимо рассолонцевания биологическим путем и осолодением, здесь имеет место непосредственное взаимодействие поглощающего комплекса с углекислым кальцием.

Содовые солонцы представляют собой результат рассоления содовых солончаков, которые в своем крайнем проявлении вовсе не содержат ни хлоридов, ни сульфатов (табл. 2). По мере вымывания засоляющей их соды они переходят в солонцы, причем этот переход в солонцовом горизонте сопровождается понижением щелочности (так как излишнее содержание соды коагулировало коллоиды и мешало развертыванию солонцовых свойств).

В виду того, что сода концентрируется лишь в верхних, приповерхностных горизонтах, а через более глубокие слои почвы она при восходящем токе проходит в виде слабо концентрированных растворов, нижние горизонты содового солончака не насыщены натрием; поэтому, при вымывании соды сверху, она в основном входит в поглощенное состояние в нижних горизонтах, но иногда может дать и подсолонцовое содовое засоление (табл. 4).

Так как содовые солонцы по природе своей карбонатны, в рассолонцевании их, помимо растительности, принимает участие и карбонат кальция, поэтому осолодение в них выражено относительно слабо, если механический состав их достаточно глинистый. При легком механическом составе почва хорошо проницаема для воды, почему процессы осолодения имеют место несмотря на присутствие карбоната кальция.

Из карбонатных солончаков при их промывании только содовые солончаки способны дать содовые солонцы. Солончаки углекислокальциевые по природе своей солонцов дать не могут и, как мы видели, при нисходящих токах могут лишь обнаруживать уменьшение в них содержания карбоната кальция.

Таким образом, тип солонца определяется характером засоления предшествовавшего ему солончака; хлоридно-сульфатный солончак дает хлоридно-сульфатный солонец, содовый солончак дает содовый солонец и смешанный солончак дает смешанный солонец.

На основании вышеизложенного можно дать следующую схему генетических типов солонцов (см. схему № 2).

Кроме деления солонцов по стадиям их развития, можно в них различать две группы по условиям залегания: солонцы степные и солонцы луговые. Как нами уже отмечалось, эти группы отличаются по их водно-солевому балансу, а кроме того — по количеству и качеству в них органического вещества. Эти условия оказывают влияние на развитие и выражение как солонцового процесса, так и процессов осолодения и одернения.

По генезису степные солонцы представляют собой солонцы, образовавшиеся, как при нисходящем токе атмосферных вод, путем поглощения Na из продуктов выветривания (соды), сконцентрированных здесь вследствие особого водно-термического режима эродированных поверхностей, так и при восходящем токе почвенно-грунтовых вод, выносящих соли, аккумулированные недалеко от поверхности.

Солевой профиль этих солонцов приближается к солонцам хлоридно-сульфатным, так как и эти почвы образуются на слабосточных или бессточных (климатически), относительно концентрированных почвенных водах и верховодках. Формирование профиля их, повидимому, идет своеобразным путем: при восходящих токах почвенные воды несут к поверхности хлориды и сульфаты, которые, реагируя с карбонатами почвы, дают соду; она беспрепятственно проходит к поверхности почвы, и лишь там при повышении концентрации почвенного раствора она поглощается почвой, придавая по-

Генетические

I. Солонцы хлоридно-сульфатные в зависимости от породы могут быть карбонатные и некарбонатные

Химические признаки		Морфологические признаки
1) Солончаковатые солонцы Солонцовый горизонт совмещает в себе признаки солонца и солончака. Щелочность относительно невысокая. Солонцы поверхностные	Разделяются на степени солонцеватости по содержанию в них поглощенного натрия	Корковые[1] или дернинные, со слабо структурным подкорковым горизонтом; наибольшее уплотнение в корке
2) Типичные солонцы: а) над солонцовым горизонтом имеется рассолонцованный; б) в солонцовом горизонте максимальное выявление солонцеватости и щелочности; в) соли в подсолонцовом горизонте; г) некарбонатные разновидности осложены в надсолонцовом горизонте	Разделяются на степени солонцеватости по содержанию в них поглощенного натрия	В основном мелкие (корковые или дернинные), реже глубокие с дернинно-комковатым или корково-слоеватым надсолонцовым горизонтом. По структуре солонцового горизонта — призматические, столбчатые, пальчатые, глыбистые, внизу ореховатые
3) Солонцы выщелоченные (и рассолонцованные): а) прогрессирующее рассолонцевание дерновым процессом; б) дальнейшее рассолонцевание надсолонцового и солонцового горизонтов; в) уменьшение щелочности по профилю; г) опускание солонцового горизонта и прогрессивное уменьшение его интенсивности; д) постепенное вымывание легко растворимых солей из подсолонцового горизонта, формирование карбонатного горизонта	Разделяются на стадии выщелачивания и степени рассолонцевания (осолодения)	В основном глубокие солонцы с дернинно-комковатым (иногда слоеватым) или корково-слоеватым надсолонцовым горизонтом По структуре солонцового горизонта столбчатые, глыбистые или ореховатые

следней ту или иную солонцеватость. Простые соли затем вымываются вниз вместе с нисходящими токами вод.

Солонцы и солонцеватые почвы в таких условиях обычно имеют тот же профиль, что и окружающие их почвы, отличаясь от последних повышенным залеганием гипсового и карбонатного горизонтов и присутствием солонцеватого. Кроме того, по профилю они напоминают собой солонцы средне выщелоченные, так как чаще всего под солонцовым горизонтом они имеют карбонатный, а за ним — горизонт скопления солей (гипса), который в солонцеватых почвах более обилен и залегает выше, чем в фоновых.

Солончаков на эродированных поверхностях в этих условиях мы не наблюдали.

[1] Термин «корковые» мы употребляем для характеристики не мощности (как его часто употребляют) надсолонцового горизонта, а его строения. Корка с поверхности свойственна солонцам каштановой и сероземной зоны; солонцы черноземные обычно имеют с поверхности дернину и лишь на самых первых стадиях — корку.

Схема № 2

ТИПЫ СОЛОНЦОВ[1]

II. Солонцы карбонатные

Химические признаки		Морфологические признаки
1) Солончаковатые солонцы Содержат еще некоторое количество свободной соды, понижающей развертывание солонцеватых свойств солонца. Щелочность в верхней части профиля максимально высокая. Солонцы поверхностные	Разделяются на степени солонцеватости по содержанию в них поглощенного натрия	Корковые или дернинные со слабо структурным подкорковым горизонтом
2) Типичные солонцы: а) над солонцовым горизонтом имеется рассолонцованный б) в солонцовом горизонте максимальное выявление солонцеватости вследствие отсутствия свободной соды и пониженная щелочность по сравнению с солончаковатыми солонцами в) повышение степени солонцеватости в подсолонцовом горизонте и лишь в исключительных случаях накопление в нем свободной соды	Разделяются на степени солонцеватости по содержанию в них поглощенного натрия	В основном мелкие (корковые или дернинные), реже глубокие с дернинно-комковатым надсолонцовым горизонтом и столбчатым, глыбистым или призматическим солонцовым
3) Выщелоченные и рассолонцованные солонцы: а) дальнейшее рассолонцевание в надсолонцовом и солонцовом горизонтах; б) уменьшение щелочности по всему профилю; в) опускание солонцового горизонта и прогрессивное уменьшение его интенсивности г) прогрессирующее рассолонцевание дерновым процессом	Разделяются на степени рассолонцевания (и выщелачивания)	Глубокие солонцы с дернинно-комковатым (может быть, слоеватым) надсолонцовым и столбчатым, глыбистым или ореховатым солонцовым горизонтом

Кроме того, в степных условиях (на высоких древних террасах) мы встречаем и солонцы, представляющие собой дальнейшую стадию эволюции луговых солонцов, остепневших в связи с эволюцией рельефа (геологические циклы солонцов).

Положение солонца в той или другой климатической зоне накладывает свое влияние на процессы как по изменению водно-солевого баланса и инсоляции, так и по характеру специфических почвенных свойств — количества в них органического вещества, емкости поглощения, их карбонатности (см. табл. 11, 12, 13 и 14). В силу этого солонцы разных климатических зон различаются не только по типу засоления, как дериваты солончаков, различно проявляющихся в разных условиях

[1] Эволюция солонцеватых почв идет в том же направлении, как и солонцов, и характеризуется лишь меньшим напряжением процесса.

Результаты анализов некарбонатных со

№ разреза и стадия солонца	Пункт и условия залегания	Название почвы и растительность	Глубина залегания образца (в см)	Валовое содержание	
				SO_4	CO_2
Солонцы черноземные					
18И. Солонец типичный, слабо выщелоченный и слабо осолоделый	Водораздел р. Тобола и Ишима к Ю-Ю-В от гор. Кургана (Зап.-Сибирская равнина). Пониженная колочная степь	Солонец мелкостолбчатый на степном участке между березовыми колками. Растительность угнетенная, типчаково-польная	0—5 **5—13** — **20—25** 40—45 60—65 100—105	Обильное выделение кристаллов встречается с 70 см	Вскипание с 13 см
431Б. Солонец типичный, слабо выщелоченный и слабо осолоделый	Приозерная низина у о. Гусиная-яма в долине реки Бурлы (Зап. Сибирь)	Солонец луговой мелкостолбчатый с *Atropisdistans*	0—5 **5—13** **40—50** 140—150 200 Вода 220	Соленых выцветов не видно	Вскипание с 5 см
9П. Солонец типичный	Плато Ергеней. Комплексная степь	Солонец степной корково-столбчатый подрастительностью из *Artemisia pauciflora* и *Kochia prostrata*. Много лишайников	0—5 7—15 — 20—30 — 57—70 90—100	— — — — — —	— — — — — —
3И. Солонец средне выщелоченный и средне осолоделый	Озеро Кучукское (Кулундинская степь, Зап. Сибирь). Высокий берег. Прибрежная полоса. Пятнистая степь. Пятно с более разреженной растительностью	Солонец степной, глубокостолбчатый растительн. типчаково-келериевая белой *Statice*	0—10 10—13 **13—29** 29—40 220 330	По морфологии скопления кристаллов солей начинаются с 40 см	Вскипание с 29 см 29—40 см. карбон. глазк. гор. 3.4 3.0 —
75И. Солонец сильно выщелоченный и сильно осолоделый	100 км к юго-западу от г. Ишима. Русло водотока к озеру Чистоозерному (Зап. Сибирь)	Солонец луговой глубокостолбчатый. Берег водотока. Типчаково-ковыльная растительность с отдельными кустами *Plantago maxima*	0—5 5—10 **10—24** — **24—27** — 40—45 60—65 105—110	По морфологии в профиле не обнаружено	0 (0.027) 0 (0.018) 0 (0.045) — 0.18 3.3 3.72

Таблица 11

лонцов хлоридно-сульфатного засоления

Водная вытяжка в % $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ от веса почвы и анализы грунтовых вод в $\frac{г}{м\text{-экв.}}$ на 1 л									Примечания
Щелочность		Cl	SO_4	Ca	Mg	Na м-экв. по вычислению	Органическое вещество в $см^3$ 0.05 *N* $KMnO_4$	Сухой остаток	
от норм. карбон. в CO_3	общая в HCO_3								
и темнокаштановые									
0	0.039	0.013	Нет	Нет	—	—	Бледножелтая	—	Е. Н. Иванова. Материалы к изуч. проц. осолод. Труды ИП АН СССР, т. 3—4, 1930 г.
0.013	0.085	0.066	»	»	—	—	Бурая окраска вытяжки	—	
0.009	0.034	0.342	0.877	0.008	—	—	Бесцветная	—	
0	0.016	0.444	1.122	0.018	—	—	»	—	
0.009	0.034	0.393	0.270	0.002	—	—	»	—	
0.009	0.031	0.385	0.131	0.001	—	—	»	—	
0.005	0.092	0.011	Мало	Следы	—	—	60	—	Белов и Лобова (1933)
0.018	0.195	0.018	»	»	—	—	255	—	
0.029	0.190	0.055	Много	»	—	—	—	—	
0.015	0.144	0.385	Мало	Нет	—	—	—	—	
0	0.059	0.021	»	Следы	—	—	—	—	
0.254	2.172	0.468	0.074	0.038	Нет	1.118	—	3.77	
0	0.002	0.001	Следы	—	—	—	—	0.06	Л. И. Прасолов и И. Н. Антипов-Каратаев. Труды ИП АН СССР, т. 3—4, 1930 г.
0	0.057	0.045	»	—	—	—	—	0.20	
0	0.101	0.105	0.007	0.005	—	—	—	0.34	
0	0.027	0.255	0.484	0.100	—	—	—	1.30	
0	0.020	0.210	0.978	0.267	—	—	—	1.97	
0	0.020	0.014	Нет	Следы	—	—	44	—	Белов и Лобова
0	0.024	0.008	»	Нет	—	—	48	—	
0	0.112	0.022	Мало	Мало	—	—	126	—	
0	0.024	0.046	Много	Много	—	—	98	—	
0	0.013	0.078	Много	Много	—	—	—	—	
0	0.048	0.052	Мало	Нет	—	—	—	123	
0	0.002	0.001	Нет	0.005	—	—	—	—	Е. Н. Иванова. Труды. ИП АН СССР, т. 3—4, 1930 г.
0	0.026	0.001	»	0.004	—	—	—	—	
0	0.052	0.001	»	0.001	—	—	—	—	
0.009	0.020	0.001	»	Нет	—	—	—	—	
0.009	0.088	0.010	»	0.001	—	—	—	—	
0.040	0.155	0.006	»	Нет	—	—	—	—	
0.007	0.093	0.004	0.004	0.005	—	—	—	—	

Примечание. Подчеркнуты солонцовые горизонты.

Таблица 12

Результаты анализов щелочных вытяжек и определения поглощенных оснований

№ разреза	Глубина залегания образца в см	SiO_2	Al_2O_3	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	Остается в избытке		Ca	Mg	Na	Сумма в м-экв.	Na % от суммы
					SiO_2	Al_2O_3					
18И	0—5	2.014	0.300	0.655	1.659	0	—	—	—	—	—
	5—13	0.936	0.318	0.694	0.560	0	—	—	—	—	—
	20—25	0.900	0.422	0.921	0.401	0	—	—	—	—	—
	40—45	0.594	0.492	1.074	0.012	0	—	—	—	—	—
	60—65	1.104	0.526	1.148	0.482	0	—	—	—	—	—
	100—105	1.114	0.492	1.074	0.582	0	—	—	—	—	—
431Б	0—5	1.175	0.173	0.377	0.960	0	—	—	0.059 / 2.6	—	—
	5—13	0.740	0.180	0.377	0.528	0	—	—	0.222 / 9.8	—	—
3И	0—10	2.505	0.287	0.624	2.168	0	0.117 / 5.9	0.059 / 4.9	—	10.8	—
	14—29	—	—	—	—	—	—	—	0.079 / 3.5	—	—
9П	0—5	1.902	0.320	0.699	1.523	0	0.169 / 8.5	0.065 / 5.4	0.045 / 1.9	16.6	11.6
									0.030 / 0.8 (К)	—	—
	7—15	1.607	0.527	0.614	0.993	0	0.041 / 2.1	0.245 / 20.1	0.556 / 6.8	29.7	22.6
									0.027 / 0.7 (К)		
75И	0—5	6.752	0.170	0.371	6.551	0	0.540 / 27.0	0.243 / 20.3	0.087 / 3.8	51.1	7.5
	5—10	6.374	0.114	0.249	6.239	0	0.455 / 22.8	0.199 / 16.6	0.098 / 4.3	43.7	9.8
	10—24	1.432	0.564	1.231	0.765	0	0.211 / 10.6	0.384 / 32.0	0.288 / 12.5	55.1	22.7
	24—27	1.304	0.534	1.165	0.673	0	0.277 / 13.9	0.478 / 40.0	0.358 / 15.6	69.5	22.4
	40—45	1.362	0.558	1.218	0.702	0	—	—	0.371 / 16.1	—	—
	60—65	—	—	—	—	—	—	—	0.301 / 13.1	—	—
	100—105	1.174	0.392	0.855	0.711	0	—	—	0.159 / 6.9	42.7	16.1

Примечание. Подчеркнуты солонцевые горизонты

климата, но и по характеру выявления их солонцовых свойств, и по путям их эволюции.

Совершенно особое положение в общем ряду засоленных почв занимают такыры, которые представляют собой почвы, развивающиеся под воздействием некоторого застоя поверхностных вод.[1]

5. ПРОЦЕСС РАССОЛОНЦЕВАНИЯ

Солонцеватые почвы, вследствие присутствия в их коллоидном комплексе поглощенного натрия, обладают специфическими физико-химическими свойствами, которые обусловливают и направляют дальнейший ход процесса почвообразования. Поглощающий комплекс солонцов приобретает большую подвижность. Подвижность эта выражается в том, что коллоидальное органическое вещество легко гидролизуется и выщелачивается водой, и минеральные коллоиды, будучи сильно диспергированными и обменивая свой Na на H воды, легко разрушаются водой, распадаясь на более простые соединения, и в том числе на конечные продукты распада силикатов, а именно на кремнекислоту и гидроокиси железа и алюминия (К. К. Гедройц, 1926).

Этот процесс разрушения коллоидов, содержащих поглощенный Na, носит название процесса осолодения в отличие от процесса оподзоливания, который тоже приводит к разрушению почвенных коллоидов, но существенно отличается тем, что в подзолистом процессе водородному иону противостоят Ca и Mg. Почвенные коллоиды, связанные с Ca и Mg, трудно гидролизируются, и процесс оподзоливания идет очень медленно. Кроме того, реакция среды оказывает также свое влияние на течение процесса.

Сущность процесса осолодения акад. К. К. Гедройц разъясняет таким образом (1928, стр. 52—53):

«Органическая часть поглощающего комплекса, содержащая поглощенный натрий (гумат натрия), является наиболее высокодисперсной частью почвы; при воздействии воды на солонец эта часть растворяется в ней коллоидально; получаются растворы с настолько мелкими коллоидальными частичками органического вещества, насыщенного натрием, что они, не задерживаясь, фильтруются через почву и уносятся вниз; это зависит от того, что чем выше степень дисперсности коллоидального распада, тем труднее он свертывается, так как тем выше электролитический порог осадителя; почва таким образом быстро лишается той части гумуса, которая насыщена натрием, и процесс этот будет продолжаться, пока вся высокодисперсная часть органического поглощающего комплекса, то есть часть его, насыщенная натрием, не будет вымыта из почвы».

Минеральная часть поглощающего комплекса, даже насыщенная натрием, не дает с водой настолько мелких частиц, чтобы они не задерживались почвой; повидимому, потери этой части поглощающего комплекса непосредственной фильтрацией частиц ее через почву не происходит; но эта часть, вследствие все-таки высокого раздробления ее частичек, очень сильно разлагается водой с отнятием от нее поглощенного натрия и разложением сложных молекул, находящихся на поверхности алюмосиликатных коллоидальных частиц, на простые окислы кремния, железа и алюминия; эти последние дают

[1] См. следующие работы: Герасимов И. П. О такырах, их генетической сущности и процессе «такырообразования». Почвоведение. № 5. 1933. Успанов У. У. Такыры, их генезис и мелиорация. Труды Почвенного инст. АН СССР, т. 19. 1938.

Результаты анализов карбонатных солонцов

№ разреза	Пункт и условия залегания	Название почвы и растительности	Глубина образца в см	SO_4 валовая	CO_2 валовая
170Б [1]	Центральный Казахстан. Верхняя терраса реки Сарысу. Равнина с такыровидными участками в понижениях	Солонец поверхностный солончаковатый. Пятно с очень разреженным покровом из элимуса и *Atriplex verrucifera*. Поверхность трещиноватая	**0—3**	Не опр.	—
			3—5	»	—
			5—15	»	—
			20—30	»	4.00
			50—60	»	8.02
			90—100	»	2.11
			110—125	»	5.93
105Б [1]	Центральный Казахстан. Равнинная поверхность лощины сая Талды-эспе с небольшими западинками с трещиноватой поверхностью	Солонец поверхностный.. Западина с редкими кустиками *Anabasis* sp.	**0—4**	Не опр.	0.81
			5—12	»	1.07
			20—27	»	7.39
			35—40	»	7.36
			80—90	»	3.57
			130—140	»	0.24
191И.	Древне-Каспийская равнина. Водораздел между сорами (высохшими солеными озерами)	Солонец поверхностный корковый солончаковатый *Analis Salsa* (покрытие) (45%)	**0—7**	—	Вскипание с поверхности. Горизонт выделен. карб. совпадает с солонцовыми гор. 7—33 см
			7—17	—	
			50—55	3.190	
			—	с 48 до	
			125—120	90 см	
				сульфаты	
Траншея II. Скв. № 2.	Каспийская низменность, Джаныбекский район. Равнина, суффрозионные комплексы, слабо выраженные	Солонец типичный (слабо выщелоченный) Повышение микрорельефа с *Artemisia pauciflora*	0—10	0.07	Вскипание с поверхности, выцветов не обнаружено
			10—15	0.58	
			25—30	2.09	
			65—70	1.63	
			100—105	1.63	
			130—135	2.25	
			220—240	1.26	
			340—360	0.41	
			460—480	0.36	
			620—640	0.42	
			Вода 569	—	
Траншея I. Скв. № 1.	Каспийская низменность, Джаныбекский район. Резко выраженные суффозионные комплексы (относительное колебание высот 26 см)	Солонец средневыщелоченный Микрорельефное повышение *Artemisia pauciflora*	0—5	0.07	Вскипает с 20 до 40 см глазковый карбонатный горизонт
			15—20	—	
			25—30	0.52	
			40—45	1.70	
			75—80	1.27	
			100—105	1.30	
			180—185	2.16	
			310—330	1.37	
			390—410	1.06	
			490—510	—	
			610—630	0.35	
			Вода 512	—	

[1] В таблице 14 приведены результаты наблюдений над передвижением воды в почвах.
[2] Подчеркнуты солонцовые горизонты.

Таблица 13

(каштановых и сероземных) в % от веса почвы

Результаты анализов водной вытяжки							Сухой остаток	Примечания
Щелочность		Cl	SO_4	Ca	Mg	Na вычисленный		
от норм. карбон. в CO_3	общая в HCO_3							
0.0	0.032	0.076	0.028	Мало	—	—	—	Н. П. Белов. Почвы Центрального Казахстана.
0.0	0.018	0.187	0.111	»	—	—	—	
0.0	0.026	0.274	0.377	»	—	—	—	
0.0	0.026	0.244	0.376	Много	—	—	—	
0.0	0.030	0.137	0.564	»	—	—	—	
0.0	0.030	0.018	0.434		—	—	—	
0.0	0.030	0.018	0.756	»	—	—	—	
0.0	0.117	0.015	—	Мало	—	—	—	
0.0	0.040	0.054	0.306	»	—	—	—	
0.0	0.044	0.074	1.436	Много	—	—	—	»
0.0	0.036	0.085	1.626	»	—	—	—	
0.0	0.040	0.039	0.602	»	—	—	—	
0.0	0.040	0.019	0.236	»	—	—	—	
0	0.081	0.002	Следы	Следы	—	—	0.15	Е. Н. Иванова. Отчет о работах почв. бот отр. казах. эксп. АН СССР. К. Э. И., серия казахст. 1928
0	0.045	0.298	Мало	Мало	—	—	0.56	
Следы	0.015	0.589	0.871	0.353	0.075	—	2.35	
0	0.016	0.565	0.395	0.140	0.040	—	1.55	
—	0.068	Следы	0.055	—	—	—	0.16	Соболев Е. С. Почвенные комплексы Джанибекского района З.-Казах. обл., рукопись, 1935 г. (из материалов Джанибекского стационата ИП АН СССР)
—	0.109	0.070	0.260	—	—	—	0.82	
—	0.046	0.165	1.100	—	—	—	2.73	
—	0.017	0.210	1.500	—	—	—	2.52	
—	0.022	0.314	1.500	—	—	—	3.04	
—	0.029	0.449	1.550	—	—	—	4.19	
—	0.068	0.159	0.750	—	—	—	2.03	
—	0.046	0.113	0.260	—	—	—	0.72	
—	0.050	0.060	0.155	—	—	—	0.48	
—	0.029	0.040	0.080	—	—	—	0.25	
—	0.210	2.630	4.50	0.66	0.30	2.30	0.52	
—	0.059	Следы	Следы	0.018	0.012	—	0.11	
—	0.137	0.022	—	—	—	—	0.31	
—	0.085	0.039	0.022	0.018	Следы	0.118	0.68	
—	0.051	0.077	1.050	—	—	—	1.85	
—	0.032	0.085	1.100	—	—	—	2.02	»
—	0.039	0.099	1.200	0.10	0.045	0.045	2.39	
—	0.020	0.087	1.550	—	—	—	2.90	
—	0.027	0.067	1.100	0.25	0.033	0.017	2.18	
—	0.034	0.045	1.050	—	—	—	1.58	
—	0.039	0.039	0.700	—	—	—	1.05	
—	0.059	0.042	0.173	0.030	—	0.070	0.38	
—	0.310	2.040	4.800	0.530	0.130	2.930	10.76	

с водой уже значительно более высокодисперсные системы, чем сложные соли, вследствие чего эти окислы могут уже фильтроваться через почву и таким образом вымываться из нее; но при этом оказывается, что коллоидальная

Таблица 14

№ разреза	Глубина залегания образца (в см)	Время поднятия воды в почве на высоту 10 см
170Б	0—3	35 ч. 35 м.
	3—5	9 » 5 »
	5—15	7 » 15 »
	20—30	0 » 25 »
	50—60	0 » 35 »
	90—100	0 » 20 »
	120—125	0 » 10 »
105Б	0—3	За 34 часа вода поднялась на 9.2 см
	5—12	За 34 часа вода поднялась на 7.5 см
	20—27	0 ч. 35 м.
	30—40	0 » 25 »
	80—90	1 » 45 »
	110—135	0 » 15 »

кремнекислота в условиях солонцеватых почв менее подвижна, чем остальные два окисла, и в то время, как окись железа и окись алюминия целиком выносятся из места их освобождения, кремнекислота может задерживаться в осолодевающих горизонтах в виде аморфного осадка. Эту неустойчивость

Результаты анализов

№ разреза	Пункт и условия залегания	Почва и растительность	Глубина залегания образца в см	Валовое содержание	
				SO_4 (гипс)	CO_2
74И	100 км к юго-западу от города Ишима. Русло водостока к озеру Чистоозерному (Зап. Сибирь)	Солодь под злаково-разнотравной растительностью с задернением в 100%	0—5	По морфологии не обнаружено	0 (0.07)
			5—10		0 (0.001)
			12—17		0 (0.01)
			40—45		0 (0.01)
			60—65		0 (0.01)
			110—115		0 3.29

золя кремнекислоты в осолодевающей почве К. К. Гедройц объясняет большей степенью концентрации как самих золей, так и инстабилизующих их электролитов в солонцах по сравнению с подзолами.

Кроме того опытами Flemming и Freundlich und Cohn (1926) установлена коагуляция золя кремнекислоты в слабо щелочной среде, что имеет, конечно, место и в процессе осолодения солонцов, особенно на первых его стадиях.

Так как такого задерживания освобождающейся SiO_2 из сложных солей в оподзоливающихся горизонтах подзолистых почв не происходит, то определение аморфной кремнекислоты в разрушенной части профиля (см. табл. 15 и 16) почвы дает нам ясное указание, каким процессом произошло разрушение почвы, было ли здесь осолодение или оподзоливание (К. К. Гедройц, 1926; Е. Н. Иванова, 1930).

Процесс разрушения минеральной части поглощающего комплекса будет итти усиленным темпом, пока из этой части не исчезнет весь поглощенный натрий, т. е. пока солонец не рассолонцуется.

Процесс осолодения протекает энергично и начинается сейчас же, как солончак переходит в солонец (см. табл. 11, 12, 13 и 14). Как только отмоются легкорастворимые соли, сейчас же происходит гидролиз коллоидов и водородный ион входит в поглощающий комплекс. Большое содержание легкорастворимых солей препятствует гидролизу (Гедройц). По данным Зигмонда (1927), уже содержание солей около 0.2% не может защитить солонец от вхождения водородного иона. Поэтому в природе трудно найти солонец неосолодевший, и наше деление солонцов на осолоделые и неосолоделые основано на степени выявления процесса осолодения. Процесс осолодения солонцов есть одновременный процесс рассолонцевания и деградации солонца. Но до тех пор, пока в солоди есть поглощенный натр, она обладает еще признаками солонцеватости; это ее тоже отличает от подзолистой почвы (см.

Таблица 15

солоди

Результаты анализа водной вытяжки в %					Результаты определения поглощенных оснований в % $\frac{г}{м\text{-экв.}}$				
Щелочность									
от нормальных карбонатов в CO_3	Общая в HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Ca	Mg	Na	Сумма в м-экв.	Na в % от суммы м-экв.
0	0.013	0.001	нет	0.005	$\frac{0.258}{12.9}$	$\frac{0.108}{9}$	$\frac{0.041}{1.8}$	23.7	7.6
0	0.010	0.001	»	0.005	$\frac{0.075}{3.8}$	$\frac{0.044}{4.0}$	$\frac{0.025}{1.1}$	8.9	12.1
0	0.010	0.006	»	0.006	$\frac{0.099}{5.0}$	$\frac{0.044}{3.8}$	$\frac{0.025}{1.1}$	9.9	11.1
0	0.009	0.001	»	0.005	$\frac{0.384}{19.2}$	$\frac{0.189}{15.8}$	$\frac{0.037}{1.6}$	36.6	4.5
0	0.009	0.004	0.002	0.005	$\frac{0.449}{22.5}$	$\frac{0.222}{18.5}$	$\frac{0.048}{2.1}$	43.1	4.9
0	0.030	0.008	0.006	0.011	—	—	$\frac{0.051}{2.2}$	39.5	6.5

Таблица 16

Результаты анализов вытяжки 5-процентным KOH

№ разреза	Глубина залегания образца в см	SiO_2	Al_2O_3	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	Остается в избытке	
					SiO_2	Al_2O_3
74И	0—5	6.466	0.062	0.160	6.39	0
	5—10	2.406	0.274	0.707	2.08	0
	12—17	1.636	0.418	0.912	1.14	0
	40—45	1.388	1.200	2.618	0.03	0
	60—65	1.196	0.702	1.532	0.37	0
	110—115	1.238	0.684	1.468	0.55	0
K_2 столбчатая отдельность	Периферия	1.463	0.395	0.860	0.998	0
	Середина	1.386	0.520	1.132	0.774	0
K_1 столбчатая отдельность	Периферия	1.710	0.194	0.422	1.482	0
	Середина	1.332	0.404	0.879	0.857	0
75И	Периферия	1.612	0.084	0.183	1.513	0
10—24 столбчатая отдельность	Середина	1.156	0.280	0.609	0.827	0

табл. 15). В процессе осолодения идет очень быстрое удаление насыщенной Na гуматной части, в то время как в процессе оподзоливания это удаление идет гораздо медленнее.

Процесс эволюции засоленных почв связан, как мы видели, с эволюцией растительного покрова, как с ее видовым составом, так и с количеством растительной массы.

По мере развития процесса осолодения почва становится все более и более благоприятной для заселения растительностью. Широкое развитие биологической деятельности в осолодевающей почве приводит к тому, что растительность, аккумулируя в верхних горизонтах почвы Ca и Mg, направляет рассолонцевание солонцов по другому руслу и вместо деградации почва идет по пути восстановления (уже на новых основаниях) до своего нормального типа (лугового или степного в зависимости от тех условий, где эти процессы развиваются), чему еще более способствует накопление в почве органического вещества.

В этом отношении интересные данные (табл. 17) приводит в своей работе Маландин (1936).

Таблица 17

Сопоставление аналитических данных для разных почв Челябинской области

Почва	В % от емкости				В м-экв.		Гумус в %	
	Степень насыщенности кальцием и магнием				Емкость поглощения		0—10 см	15—25 см
	A_1	A_2	B_1	B_2	0—10 см	15—25 м		
Корково-столбчатый солонец . .	40	—	25	35—40	15—25	30	3—5	1.0
Глубокостолбчатый солонец . .	75—80	70	50	40—45	20—45	30	5—9	1.5—2.5
Чернозем осолоделый	90—95	—	90	—	35—50	40	6—9	3—5

Из рассмотрения табл. 17 мы видим, что почвы в более глубокой стадии рассолонцевания обнаруживают большую насыщенность Ca и Mg и вместе с тем мы видим, что это не относительные, а абсолютные величины накопления в гумусных горизонтах Ca и Mg, так как накопление это не сопровождается уменьшением емкости поглощения и связано в основном с накоплением гуматов.

Приведенные три разности почв могут быть рассматриваемы как стадии процесса рассолонцевания корково-столбчатого солонца в условиях развития дернового процесса.

Таким образом, процесс рассолонцевания солонца идет двумя путями: путем осолодения и путем развития дернового процесса. Помимо Ca и Mg в состав зольных частей растения входит и кремнекислота, поэтому некоторыми исследователями оспаривается высказанная К. К. Гедройцем точка зрения о накоплении SiO_2 в процессе осолодения солонцов. Так, Л. И. Прасолов (1927) наличие аморфной кремнекислоты в почвах поймы реки Волхова связывает отчасти с биологическими процессами. И. В. Тюрин (1936) считает, что накопление кремнекислоты в почвах происходит при помощи растений и что оно связано не с особенностями почвы (растения, высшие или диатомовые, аккумулируют кремнекислоту, находящуюся в большом количестве в почвенном растворе), а исключительно с биологическими свойствами растения (растения, несущие в своих клетках кремневые скелеты, фитоллитарии, накопляют кремнекислоту на всяких почвах). Эта точка зрения высказана недавно, широких исследований в этом отношении не произведено, поэтому в настоящий момент можно сказать, что едва ли она объясняет все случаи накопления аморфной кремнекислоты в почве и нет ли в этом процессе более глубокой связи с процессом почвообразования.

Широкое развитие диатомовых в осолоделых почвах, может быть, как раз и вызвано накоплением в этих почвах подвижной кремнекислоты, подобно тому как мы наблюдаем, например, на Кольском полуострове, широкое распространение отложений диатомита, связанное с процессами выветривания и почвообразования на изверженных породах, освобождающих большие количества подвижной кремнекислоты.

То же самое может относиться и к высшим растениям.

Наши исследования в Западной Сибири (Е. Н. Иванова, 1930) показали, что накопление аморфной кремнекислоты в почвенных комплексах тоже комплексное и в наших случаях оно точно соответствовало степени осолодения их отдельных компонентов.

Кроме того анализы (вытяжка 5% KOH, см. табл. 16) периферических и центральных частей столбчатых отдельностей осолоделых солонцов обнаружили, как и следовало по теории К. К. Гедройца, повышенное содержание кремнекислоты на периферии отдельностей, так как периферические части отдельностей более осолонены, чем центральные.

Таким образом нашими данными намечается связь между количеством подвижной кремнекислоты в почвах и процессом осолодения, но поскольку таких данных еще очень мало и в них совершенно не учтено влияние растительности, необходимо признать эту новую точку зрения на происхождение аморфной кремнекислоты в почвах биологическим путем заслуживающей большого внимания и дальнейшего изучения, тем более что участие высшей растительности в распределении кремнекислоты по профилю почвы несомненно, так как аккумуляции ее приурочены не к осолодевающим горизонтам,

а к поверхностному, гумусовому. На эту транспортирующую роль растительности впервые указал М. И. Рожанец. [1]

Перейдем теперь к рассмотрению влияния карбонатов и гипса на процесс осолодения.

К. К. Гедройц указывает, что «присутствие в почвенном растворе даже сравнительно очень небольших количеств растворенных простых солей защищает почвенный поглощающий комплекс от разрушения его водой», но защита эта зависит от степени растворимости соли. Опыты К. К. Гедройца (1926) показали, что при обработке солонцов углекислым кальцием в присутствии избытка углекислоты получается полное замещение натра в поглощающем комплексе на кальций. Но в природных условиях, в солонцах, растворимость углекислого кальция невелика, так как при щелочной реакции очень снижается его подвижность (К. К. Гедройц, Hissink, Kelley-Brown, Sigmond, Arany). Поэтому в карбонатных солонцах почвенная влага действует двояко на поглощающий комплекс: с одной стороны, разрушает, а с другой — постепенно уменьшает (насыщая ее кальцием) ту его часть, которая способна разрушаться; естественно, что в карбонатных солонцах разрушение поглощающего комплекса хотя несомненно и имеет место, но в конечном результате не может выразиться так сильно, как при прочих равных условиях в солонцах бескарбонатных; повидимому, в этом процессе в карбонатных солонцах теряется главным образом органическая часть поглощающего комплекса, минеральная же часть его сравнительно мало страдает (Гедройц, 1928, стр. 53). Вот почему исследователи засоленных почв сероземной зоны присутствие иона натрия в этих почвах считают явлением временным, так как в них сравнительно легко и быстро восстанавливаются нормальные условия почвообразования (И. П. Герасимов, Е. Н. Иванова, Л. П. Розов и др.).

Этой же причиной, как мы видели выше, объясняется и более быстрая эволюция карбонатных солонцов: к моменту полного вымывания солей из почвенного профиля в верхней их части совершенно исчезает солонцеватость. Гораздо большее влияние на рассолонцевание солонца оказывает гипс. Такое благоприятное действие гипса на солонцы основано на том, что гипс по степени растворимости занимает среднее место между легкорастворимыми хлоридами и сульфатами и труднорастворимым карбонатом кальция.

Когда с первыми порциями промывных вод из почвы уходят легкорастворимые соли, значительная часть гипса, особенно если засоление почвы было сульфатное, остается нетронутой. Обладая повышенной растворимостью по сравнению с карбонатом кальция, гипс дает растворы с более высоким содержанием (по сравнению с $CaCO_3$) кальция, который поэтому более энергично вытесняет Na из почвенного поглощающего комплекса. На этом принципе основана и коренная мелиорация солонцов.

Кроме того при наличии гипса в рассолонцовывающихся солонцах происходит реакция взаимодействия между содой, образованной за счет натрия поглощающего комплекса, и гипсом. В результате этой реакции получается сернокислый натрий, который с током почвенных вод выносится в глубину, и углекислый кальций, который выпадает в месте своего образования. Таким образом, часть углекислого кальция карбонатного горизонта солонцов может быть образована за счет гипса (Ковда, 1935).

[1] Рожанец М. И. и Пономарев Г. М. К характеристике черноземов и солонцовых комплексов Кустанайских степей Казахстана. Тр. Ленингр. отд. Всесоюзного института удобрений и агропочв, вып. 21, 1933.

Силикат Na, циркулируя в почвенной толще при взаимодействии с гипсом или сернокислым магнием, может дать вторичные силикаты Ca и Mg.

В присутствии карбонатов силикаты разлагаются на углесоли и гидраты кремнезема, обусловливающие окремнение карбонатных горизонтов солонцов (Ковда, 1936; Muraközi, 1902; Коссович, 1903).

Таким образом, почва, засоленная натровыми солями, после рассоления дает солонец, характеризующийся наличием поглощенного натрия. При дальнейшем промывании солонец будет рассолонцовываться до полного вытеснения натрия и в результате получится солодь — этим и завершается эволюция почвы, вызванная присутствием натровых солей.

Основные звенья в этой эволюции (натровый солончак — солонец — солодь) связаны между собой постепенными переходами. Последнее звено — солодь — тем резче может отличаться от первоначально засоленной почвы, чем выше была солонцеватость солонца, чем меньше было в нем простых солей (карбонатов), в период осолодения, оказывающих защитное действие на почвенные коллоиды, и чем большие массы воды ежегодно обрабатывали почву.

Но не одно присутствие поглощенного натрия определяет дальнейшую эволюцию солонцеватых почв.

Параллельно с осолодением рассолонцевание солонцов идет еще путем биологического восстановления (дерновый процесс): растения аккумулируют в верхних слоях почвы кальций (и Mg), который вытесняет натрий из поглощающего комплекса солонца. Чем меньше через почву просачивается воды и чем гуще ее задернение, тем интенсивнее идет процесс биологического рассолонцевания и тем ближе полученная солодь к исходной почве. Таким путем идет рассолонцевание степных солонцов и главным образом луговых, в силу чего последние сравнительно быстро восстанавливаются и к моменту выноса солей из почвенного профиля уже не имеют никакой солонцеватости в его верхней части.

Под лесной растительностью, наоборот, рассолонцевание солонцов идет в основном путем осолодения. Преобладание последнего процесса на солонцах под травянистой растительностью, повидимому, происходит тогда, когда солонцы находятся в западинах с повышенным поверхностным стоком, вследствие чего почва очень энергично обрабатывается водой, — в таких условиях мы обычно и встречаем резкие солоди. Кроме того на развитие этих процессов влияет и механический состав, особенно в условиях лугового почвообразования: почвы легкого механического состава энергичнее промываются водой, чем почвы глинистые, особенно при невысоких степенях солонцеватости, поэтому они сильнее и осолодевают.

Таким образом, под травянистой растительностью на равнинных участках рассолонцевание солонцов идет при большом влиянии восстанавливающего их дернового процесса. Процесс осолодения резко преобладает над влиянием дернового процесса при рассолонцевании луговых солонцов в западинах (сильное промывание).

При рассолонцевании почвы под лесной растительностью преобладает тоже процесс осолодения вследствие более слабого развития травянистого покрова и почвенного баланса влаги.

Таким образом, под травянистой растительностью на равнинных участках процессы засоления-рассоления более обратимы, и рассолонцованные солонцы меньше отличаются от первоначальных почв, чем под лесами.

Итак солонцеватые почвы отличаются малым постоянством и уже в период солонца-солончака, когда еще не все растворимые соли успели вымыться, когда еще не полностью проявились солонцовые свойства, почва начинает разрушаться, осолодевать; процесс этот продолжается до полного рассолонцевания почвы и тем интенсивнее выражен, чем меньше ему противостоит дерновый процесс.

Осолодение почвы является тем необходимым условием, вследствие которого возможно в областях с сухим и засушливым климатом появление и существование почв, имеющих профиль, свидетельствующий о разрушении алюмосиликатного поглощающего комплекса.

В чистом виде эта эволюция проходит только при однократном засолении почвы; в противном случае картина осложняется, и тем более, чем чаще чередовались периоды засоления, рассоления, осолонцевания и рассолонцевания.

Эволюция слабо засоленных почв (солончаковатые луговые и степные почвы) идет в том же направлении через солонцеватые почвы к солодям, но с меньшим напряжением в них процессов. В результате конечной эволюции их получаются солоди, которые могут очень слабо отличаться от осолодевших солонцов в условиях энергично действующего дернового процесса.

В схеме конечную стадию эволюции почв засоленного ряда можно представить таким образом:

Схема № 3

Эволюция почв засоленного ряда



Аналогичную схему для остепняющихся [1] солонцов (рассолонцевание путем развития дернового процесса) дают в своих работах С. А. Маландин (1936) и В. А. Ковда (1936).

ЛИТЕРАТУРА

Антипов-Каратаев И. Н., Филиппова В. Н. и Комарова Н. А. Исследования по влиянию орошения на солевой состав и физико-химические свойства почв. Тр. Ком. по ирригац. Акад. Наук СССР, вып. 4, 1935.

Белов Н. П. и Лобова Е. В. Почвы и воды Кулундинской степи. Тр. СОПС Акад. Наук СССР, вып. 10. Кулундинская экспедиция, ч. III, 1933.

Виленский Д. Г. Засоленные почвы, их происхождение, состав и способы улучшения, 1924.

Гедройц К. К. Коллоидальная химия в вопросах почвоведения. Журн. Опытн. Агроном. 1912, стр. 363—412.

[1] Термин «остепнение» (по-нашему, одернение), принятый В. А. Ковда для обозначения процесса биологического рассолонцевания, нам кажется не совсем удачным, так как его неудобно применять для обозначения этого процесса в луговых почвах. Для этого требуется введение нового термина «олуговение».

Гедройц К. К. К вопросу об естественно-историческом районе Носовской с.-х. опытной станции. Киев. Изд. Носовской с.-х. опытной станции, вып. 40, 1926.
Гедройц К. К. Осолодение почв. Киев. Изд. Носовской с.-х. опытной станции, вып. 44, 1926.
Гедройц К. К. Солонцы, их происхождение, свойства и мелиорация. Киев. Носовская с.-х. опытная станция, вып. 46, 1928.
Герасимов И. П. К вопросу о классификации и терминологии почв Казахстана и Средней Азии. Почвоведение, 1932.
Герасимов И. П. и Иванова Е. Н. Процесс континентального соленакопления в почвах, породах, подземных водах и озерах Кулундинской степи. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, т. 9, 1934.
Иванова Е. Н. Материалы к изучению процессов осолодения в почвах лесостепи Западной Сибири. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, вып. 3—4, 1930.
Иванова Е. Н. Очерк почв районов останцового и Северо-западного Усть-Урта. Отчет о раб. Казахст. эксп. АН СССР, в. IV, ч. 2. Материалы комиссии эксп. иссл., вып. 25, 1930.
Ковда В. А. К вопросу об образовании в почвах вторичных карбонатов кальция. Тр. Почв. инст. Акад. Наук СССР, 9, 1934.
Ковда В. А. Новые данные о происхождении солонцов Заволжья в связи с их орошением и мелиорацией. Почвоведение и агрохимия. Изд. Акад. Наук СССР. 1936.
Ковда В. А. Типы солонцов. Доклады Акад. Наук СССР, т. 3, № 8, 1935.
Коссович П. С. Солонцы, отношение к ним растений и методы определения солонцеватых почв. Журн. опытн. агроном., т. I—IV, 1903.
Краснов А. Н. Травяные степи Северного полушария. Изв. общ. люб. ест., антр. и этногр. при Моск. ун-те, т. **33**, вып. 1, 1894.
Крашенинников И. М. Цикл развития растительности долин степных зон Евразии. Изв. Геогр. инст., вып. 3, 1922.
Маландин С. А. Почвы Урала. Принципы агротехники и мелиорации. Свердловск, 1936.
Неуструев С. С. Почвы и циклы эрозии. Геогр. вестн., вып. 2—3, 1922.
Прасолов Л. И. К вопросу об осолодении почв. Почвоведение, № 1, 1927.
Простаков П. Е. Направление почвообразовательных процессов при орошении. Алма-Ата. Изд. Казахст. инст. землед., 1936.
Розов Л. П. Мелиоративное почвоведение, 1936.
Тюрин И. В. Курс почвоведения, 1933.
Тюрин И. В. О биологическом накоплении кремнекислоты в почвах. Проблемы советск. почвовед., № 4, 1936.
Arany A. Reclamation and utilization of alkali soils. Trans. of the Alkali Subcomm. of the Internat. S-ty of Soil Sci., vol. A, Budapest, 1929.
Freundlich H. und Cohn H. Ueber die Eigenschaften alkalischer Kieselsauersole. Koll. Ztschr., Bd. XXXIX, 1926 28—35.
Kovda V. A. Trans. of the third Internat. Congress of Soil Science. Die Typen der Alkaliböden.
Murakozi K. Atalajról (о почвах) Termeszettudományi Közlöny. Budapest (Sigmond), 1902.
Sigmond A. A. I. Hungarian alkali soils and methodes of their reclamation. Spec. publ. Agric. Exp. Stat. Univ. of Calif., 1927.
Stewart R. and Peterson W. The Nitric Nitrogen content in the Country Rock. Utah. Agr. College Exp. Stat. Bull. 134, 1914.
Treitz G. Солонцы Великой Венгерской равнины (Földani Közlöny, XXXVIII, 1908). Журн. оп. агр., т. XIII, 1912.

Редактор В. П. Иванов

Технический редактор В. И. Яроцкая Корректор Жидовецкий

Сдано в набор 17/III 1938 г. Подписано к печати 31/VIII 1938 г. Формат 7×108 1/16. Объем 25 1/4 п. л. и 2 вкл. В 1 п. л. 59000 печ. зн. Уч.-авт. л. 31,37. Тираж 5000 экз. Уполн. Главлита № Б-46017. РИСО № 500. АНИ. № 908. Заказ № 1300. Цена 15 руб., перепл. 3 руб.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста «Полиграфкнига». Москва, Валовая, 28.

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

страница	*строка*	*напечатано*	*следует*
21	2 снизу	(мореные)	(моренные)
36	25 снизу	latifrons	latifrons,
46	18 сверху	палеографических	палеогеографических
97	28 снизу	Тиарекская	Тирренская
114	12 сверху	offusum	effusum
242	сноска	Ноаком	Новаком
321	25 сверху	солончаковых	солончаковатых
354	14 сверху	почвы	почвенных
369	табл. 4 в графах:		
	1) сух. ост. прок. 2 сверху	3.65	1.18
	2) Mg 5 сверху	$\frac{0.005}{0.4}$	$\frac{0.024}{4.0}$
	3) Na 5 сверху	$\frac{0.049}{21.3}$	$\frac{0.559}{24.3}$
370	таблица 4	К разрезам 170И и 169И: все анализы пересчитаны на окислы	
380	табл. 8 в графе № разреза, 3-й сверху	184И	186И
395	табл. 13 в графе Cl, 1 сверху	0.076	0.768