

А.Г.Гаель, Л.Ф.Смирнова

ПЕСКИ И ПЕСЧАНЫЕ ПОЧВЫ



ГЕОС

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМ. М.В.ЛОМОНОСОВА
ФАКУЛЬТЕТ ПОЧВОВЕДЕНИЯ**

А.Г.Гаель, Л.Ф.Смирнова

**ПЕСКИ
И
ПЕСЧАНЫЕ ПОЧВЫ**

**Москва
ГЕОС
1999**

УДК 56.016.3:551.736.1

ББК 26.323

П 35

Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф. Пески и песчаные почвы. – М.: ГЕОС, 1999. – 252 с.

ISBN 5-89118-116-8

В книге рассмотрены особенности песков как осадочной породы, разнообразные формы песчаного рельефа, гидрогеологические условия, формирование растительного и почвенного покровов по природным зонам. Дана характеристика морфологических, физических, химических свойств и особенностей водного режима песчаных почв. Рассмотрена история песчаных почв в плейстоцене и голоцене, установлен возраст почв в связи с фазами дефляции, их генезис и эволюция. Предложена классификационная схема песчаных почв. Рассмотрены природные условия некоторых песчаных массивов в аридных областях.

Монография является итогом многолетних полевых и экспериментальных исследований авторов.

Табл. 32. Ил. 37. Библиогр. 262 назв.

Публикация книги выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 99-04-62031

Gael A.G., Smirnova L.F. Sands and sandy Soils. – Moscow: GEOS, 1999. – 252 p.

The monography concerns the detail characteristics of sands as a sediment rock, including diverse shapes of sandy relief, hydrogeological conditions, plant and soil covers formation at several natural zones. The characteristics of morphology, physical and chemical properties and water regime of sandy soils are given. The history of sandy soils at Pleistocene and Golocen, soil age according to the deflation phases, its genesis and evolution are discussed. New classification scheme of sandy soils is put forward. The natural conditions of several sandy areas in arid zones are considered.

The monography is the result of long-term field and experimental authors research.

Tabl. 32. Il. 37. References 262.

The monograph has been fulfilled under financial support of the Russian Fund of Basic Research (the grant № 99-04-62031)

ББК 26.323

ISBN 5-89118-116-8

© А.Г. Гаель, Л.Ф. Смирнова, 1999

© ГЕОС, 1999

Предисловие

Песчаные земли распространены во всех географических зонах – от тундры на севере до пустынь на юге. Эти земли используются в народном хозяйстве как лесные, пастбищные, пахотные угодья, нередко превосходя по экономическому эффекту земли глинистые и суглинистые. Мелиоративные работы позволяют окультурить бедные песчаные почвы и в несколько раз повысить их плодородие. Так, в полесьях, где пески чередуются с торфяными болотами (некоторые простираются от Белоруссии и Украины до Урала, а в Западной Сибири – от Урала до Енисея) на удобренных торфо-компостах с навозом и минеральными туками с 1 га на песчаных почвах получают до 30 ц, а при дополнительном орошении – до 50–80 ц/га зерновых хлебов, 350 ц картофеля, высокие урожаи кормовых трав и др. По песчаным же почвам, наиболее аэрированным и прогреваемым летом, земледелие продвинется далеко на север – в лесотундру и тундру.

Пески зандровых равнин и дюнных всхолмлений, покрытые сосновым лесом – это источник ценнейшей деловой сосновой древесины. Кроме того, с каждым годом повышается роль сосновых лесов на песках, прорезанных реками и озерами, как важнейшего фактора влагооборота атмосферы, обогащения ее кислородом, охраны вод и почв от истощения и разрушения, как места для туризма и отдыха, как заповедников с ненарушенной еще природой.

В степной зоне на песчаных землях могут быть созданы виноградники, сады косточковых и семечковых пород, плантации клубники, бахчевых, овощных культур и др. Велико и пастбищное значение песчаных земель в развитии отечественного животноводства. В тундре и лесотундре это наиболее ценные лишайниковые пастбища для северного оленя. Великолепны по сочетанию питательных кормовых растений (прутняк, житняк, белая полынь) пастбища на песчаных землях в полупустыне, например Ногайские и Калмыцкие (Черные) земли, пригодные для выпаса мериносовых овец и всех других видов скота. Песчаные пустынные пастбища Казахстана служат кормовой базой для овцеводства и верблюдоводства, коневодства, а пески пустынь Туркмении и Узбекистана – лучший пастбищный фонд для каракульской овцы и для верблюда. Доходность от животноводства здесь не уступает доходности от хлопководства на поливных землях.

В песках пустынь произрастают саксауловые «леса пустыни», дающие топливо, по теплотворной способности не уступающее бурому углю. Сейчас кулисные посевы саксаула внедряются и на пастбищах пустынь с ежегодным подкашиванием саксаула для использования зеленой вегетационной массы животными. Лесные полосы из саксаула повышают продуктивность пустынных пастбищ и имеют защитное значение.

Песчаные пустыни обладают колоссальными ресурсами солнечной энергии и тепла, которые из-за недостатка влаги используются растительностью пустынь лишь в незначительной мере. Применяя орошение подземными артезианскими и даже морскими солеными водами, можно создать на песках пустынь очаги земледелия. Эта проблема сейчас включена ООН в число важнейших для научной разработки. В ряде стран уже созданы на песках пустынь интегрированные системы энергия – вода – плантации. Напомним, что пустыни, так же как и лесотундра сейчас это территории с высоким экономическим потенциалом, через пески проложены газо-нефтепроводы, линии электропередач, магистральные каналы, железные и шоссейные дороги, построены аэродромы и др.

Миллионы тонн песка разного состава и размерности зерен используются в строительстве, в стекольном, керамическом, цементном, толовом, силикатно-кирпичном производстве, в металлургии и др. Песчаные карьеры после их выработки нуждаются в рекультивации, в основном облесении. К сожалению, песчаные земли при беспорядочном передвижении автотранспорта, чрезмерном скотосбое, сплошной распашке крупными площадями легко подвергаются разрушению ветром и водой, превращаясь в подвижные барханные пески, наносящие огромный вред железным и шоссейным дорогам, каналам, посевам, поселкам и даже городам. Чтобы бороться с подвижными песками и рационально использовать песчаные территории, надо их знать всесторонне, изучать их происхождение, минералогический, гранулометрический и химический состав, водно-физические свойства песков, законы аэродинамики и формирования песчаного рельефа, особенности растительного покрова песков, своеобразие почвообразовательного процесса на песках в связи с их особыми гидро-термическими свойствами, формирующиеся на песках биогеоценозы и т.д. Все эти вопросы рассматриваются в предлагаемой работе.

Глава 1. История исследования песков

Пески всегда привлекали к себе человека. Еще в каменном веке охотник-рыболов выбирал для стоянок песчаные места на берегах рек и озер. Первобытному мотыжному земледельцу проще было осваивать влажно-луговые легкие почвы. Кочевники скотоводы очень ценили песчаные пастбища, особенно с лесными колками. Зимой в бугристых песках и перелесках скот находил защиту от буранов и даже при глубоком снеге кормовые растения. В местах скопления скота пастбища сбивались, превращаясь в барханные пески. Г.Е. Грумм-Гржимайло [1933] в работе «Рост пустынь и гибель пастбищных угодий» рисует впечатляющую картину этого процесса, приводившего даже к гибели древних цивилизаций и к переселению из Центральной Азии в Сибирь и Европу гуннов, угров (венгров), печенегов, половцев, монголов. Сейчас всюду на песчаных массивах от Монголии до Венгрии обнаруживаются многоярусные разновозрастные почвы, по которым, как по книге, можно читать историю степей и народов, особенно если в почвах удалось найти керамику, кости, угли, бронзовые или железные орудия и т.д. В русских «Писцовых книгах» XV–XVIII вв. почвы «пещасты» указывались наряду с пахотными почвами «глинястыми», болотными и др.

По указу Ивана Грозного составлялся «Большой чертеж» – карта Руси и прилегающих стран, особенно тех, по которым русским князьям приходилось ездить к татарам. Сама карта утеряна, но сохранилась пояснительная к ней «Книга, глаголемая большой чертеж» [1627], в которой с удивительной точностью указано расположение и площади песков, например Больших и Малых Барсуков, прилегающих к «Синему» (Аральскому) морю.

С открытием Академии наук начались путешествия по «разным провинциям Российской империи» ученых-энциклопедистов И.И. Лепехина [1771], П.С. Палласа [1768–1774] с Н.П. Рычковым, С.Г. Гmeliным, В.Н. Татищевым [1742]. В их трудах уделялось внимание пескам, отмечалось богатство песков степей и пустынь пресной водой, разнообразная флора и указывался вред, причиняемый подвижными песками, а также виды растений, пригодных для закрепления песков. Первый русский ученый агроном А.Г. Болотов в книге «Описание свойств и доброты земель» [1766] не обошел и почвы песчаные. Появились и переводные публикации о борьбе с песками.

В 1804–1818 гг. И.Я. Данилевский (дед писателя Г.П. Данилевского) в

своем имении посадил на разбитых песках в долине Сев.Донца близ г.Изюма кустарниковую иву (шелюгу) и посеял в борозду сосну шишками, привезенными из брянских лесов. За 15 лет заросло около 1000 десятин песков. Посадки эти осматривал Аракчеев и принял их за образец для украинских военных поселений, коим также вменялось в обязанность «гасить пески». Военные поселения просуществовали до 1852 г., и слободскими крестьянами было закреплено несколько десятин песков в Херсонской, Екатеринославской, Черниговской, Полтавской губерниях и др. При этом уточнялись способы закрепления песков шелюгой, механическими защитами, посадкой осокоря, белой акации, сосны и др. Опыт этих работ освещался в многочисленных руководствах и статьях, публиковавшихся в Лесном журнале (с 1833 г.), Лесном словаре [1843–1845], Земледельческой газете и в других изданиях. Наиболее обстоятельным является руководство (без указания автора) «Об укреплении и облесении летучих песков на матерой земле» [1848]. В тридцатые годы пескоукрепительные работы распространились на Прибалтику и на Олешские пески Нижнего Днепра, для которых в 1860 г. был составлен первый перспективный план облесения песков. Эти пески потом надолго привлекли к себе внимание ученых П.И.Кеппена, Ф.К.Арнольда, П.А.Костычева [1886] и др.

В 1848 г. сенатор Звягинцев в своем имении на Дону начал облесять сосной разбитые черноземовидные супесчаные почвы с ортзандами. Работа продолжалась до 1865 г. В 1881–1885 гг. Управление Войска Донского в долинах рек Дона, Медведицы, Чира открыло несколько лесничеств – Ореховское, Арчедино-Рахинское и др. для освоения песков. Опытные лесничие были направлены на Нижне-Днепровские пески, где в Олешковском лесничестве лесоразведение началось на полвека раньше. С 1895 по 1915 гг. на разбитых бугристых песках, на степных связнопесчаных и супесчаных почвах Дона и в Урде были выращены хорошие кулисные и массивные насаждения сосны, которые могли служить образцами степного лесоразведения. Донские лесоводы не только восстановили древний (существовавший 24–4 тыс. лет назад) лесостепной ландшафт песков в долинах южно-русских рек, но и разработали технику облесения степных песков. Однако долговечность созданных сосняков в подзоне сухой степи на Дону оказалась не очень высокой: на связнопесчаных и супесчаных почвах с глубиной грунтовых вод более 3–4 м культуры сосны в возрасте 60–70 лет дряхлеют и расстраиваются, сохраняясь дольше лишь на влагообеспеченных позициях. Часть этих культур дала вполне удовлетворительные, а местами хорошие результаты, как например, сосновые культуры в Арчединском лесхозе. В 1910 г., эти посадки были исследованы Г.Ф.Морозовым и В.А.Дубянским, в 1913–1918 гг. В.В.Гуманом, И.В.Новопокровским, В.П.Веселовским.

Быстрый рост поголовья скота, а вместе с тем и площадей барханных песков в низовьях Волги, потребовал борьбы с песками. В 1852 г. в Калмыкии по сырым местам на побережье Каспия проводились посевы

семян (!) хвойных и лиственных пород, которые, разумеется, погибли.

С начала XIX в. в Туркестан направлялись дипломатические миссии совместно с учеными. Так, в Бухарской экспедиции 1826 г. Миддендорф составляет карту пройденного пути, а Э.А.Эверсман описывает пески Сев. Приаралья. Гвардии генерального штаба капитан Н.Н.Муравьев совершил трудное путешествие через пески в Хиву. В 1832–36 гг. флору песков восточного побережья Каспия изучал капитан Г.С.Карелин. Позже он посетил и пески Букеевской орды на Волго-Уральском междуречье.

В 1845 г. было организовано Русское географическое общество, при котором вскоре возникла комиссия для подготовки научных экспедиций в Арало-Каспийский край. В 1857–1858 гг., глубокие исследования растительности в Приаралье проводил И.Г.Борщов, впервые выделивший типы растительности, в том числе «бугристых песков». В 1860 г. началось завоевание Хивинского, Бухарского, Кокандского ханств, а в 1869 г. был основан на берегу Каспия г.Красноводск. В 1873 г. А.Н.Соболев изучал движение песков Бухары.

В 1877 г. возник проект постройки железной дороги от Оренбурга через пески Сев.Приаралья в Туркестан. Специальная Комплексная экспедиция установила, что подвижные пески возникают лишь в результате деятельности человека, в основном от перегрузки пастбищ скотом. Заросшие пески впервые признаны «почвенными» образованиями, не представляющими опасности для железной дороги. Участник этой экспедиции ботаник Казанского университета Н.Н.Сорокин был направлен во Францию, чтобы сравнить Приаральские пески с Гасконскими ландами.

В 1881 г. невиданно быстрыми темпами одновременно с завоеванием Туркмении развернулось строительство Закаспийской железной дороги. Большие трудности возникли в юго-восточной части пустыни Каракум, где поезда могли ходить только в сопровождении платформы с рабочими, расчищавшими полотно дороги в местах заноса его песком. Для изучения движения песков и разработки мер защиты дороги в Туркмению был направлен выпускник Горного института геолог В.А.Обручев. Его отчеты и сводная монография «Закаспийская низменность» являются классическими. В дальнейшем В.А.Обручев обращал внимание на быстрый рост песков и приносимый ими вред в Селенгинской Даурии, Прииртышье, изучал пески и т.д.

В 1882 г. был создан Геологический комитет, объединивший работу геологов и географов. И.В.Мушкетов, П.М.Лессар, А.Каншин, Г.Гельман и другие изучали происхождение, рельеф, динамику песков Туркестана. В эти же годы А.Ф.Миддендорф, А.П.Краснов, И.К.Пачоский исследовали растительность песков. В 1884 г. геолог А.Н.Соколов опубликовал обстоятельную работу о дюнах, их образовании, развитии и строении. В 1873 г. дюнные пески Европы были описаны венгерским ученым И.Вессели. В 1888г. А.П.Павлов разработал первую классификацию генетических типов песков. В 1887г. после командировки и изучения песков Франции, Германии и Венгрии С.Ю.Раунер предложил выса-

живать на закаспийских песках кроме местных растений также и австрийскую сосну, чтобы обезопасить железную дорогу от песчаных заносов.

Важным этапом для песчаной проблемы явилось создание в 1892 г. при Лесном департаменте «песчано-овражной организации», возглавляемой А.В.Костляевым. Несмотря на незначительные ассигнования, уже к 1904 г. была создана сеть лесных питомников, плантаций, а также сады, виноградники на песках; подготовлены опытные кадры лесомелиораторов. К 1907 г. были закреплены пески посевами трав, посадкой шелюги и облесением на значительных площадях сосной песков в 17 губерниях России.

Конец XIX и начало XX вв. ознаменовались развитием естественных наук, в том числе и почвоведения. Большое внимание уделялось и почвам и пескам. Исследования географов Пржевальского, В.П.Семенова-Тян-Шаньского, Г.Е.Грумм-Гржимайло; ботаников И.В.Новопокровского, В.Н.Сукачева, И.В.Борщова, В.А.Дубянского, Л.Н.Краснова; геологов И.В.Мушкетова, Н.А.Соколова, В.А.Обручева; почвоведов В.В.Докучаева, П.А.Костычева, а затем и С.С.Неуструева, Г.Е.Высоцкого, Б.Б.Полынова, И.П.Герасимова и других позволили получить представление о распространении, происхождении, рельефе, геологии, растительности и почвенном покрове песков. Значительный вклад в изучение песков внесли комплексные исследования таких крупных ученых как С.С.Соболев, В.А.Дубянский, М.П.Петров, Б.П.Орлов, А.Г.Гаель, А.А.Трушковский, Д.Д.Лавриненко, И.Н.Степанов. Процессы почвообразования на песках разного возраста и генезиса, их минералогия, физические и химические свойства изучались С.В.Зонном, А.А.Роде, П.И.Фадеевым, А.Г.Гаелем, Л.Ф.Смирновой, А.Н.Маланьиним, А.В.Хабаровым, В.Д.Тонконоговым, В.О.Таргульяном. и др.

Большое влияние уделялось изучению гидрологии песков. В 30-х годах началось стационарное наблюдение за динамикой грунтовых вод и влажностью Терских, Урдинских, Придонских, Нижнеднепровских песков, в Приаралье и Средней Азии. Среди исследователей следует отметить работы Э.Н.Благовещенского, М.П.Петрова, А.Г.Гаеля, Н.Ф.Кулика, Н.А.Воронкова, А.Нуннаева, В.П.Дедкова, П.Д.Гунина, И.И.Судницына, Е.В.Шейна, А.Д.Орлова и др.

Аэродинамику песков, закономерности их передвижения и формирование эоловых форм рельефа изучали Б.А.Федорович, А.И.Знаменский, С.Вейсов, А.В.Гвоздилов, Р.С.Закиров. Вопросы антропогенной дефляции песков и песчаных почв освещены в работах Т.Ф.Якубова, А.Г.Гаеля, Л.Ф.Смирновой, М.И.Долгилевича и др.

Разрабатывается генетическая классификация песчаных почв, оценка их по лесорастительным условиям. Накоплен большой теоретический и практический материал по облесению и сельскохозяйственному освоению песков: Н.И.Суса, В.Н.Виноградова, В.В.Миронова, А.С.Скородумова, Ф.М.Касьянова, Н.С.Зюзя, В.И.Петрова и многих других.

В работе даются ссылки на основные работы, посвященные изучению песков и сформированным на них почвам.

Глава 2. Генетические типы песков

2.1. Определение, признаки, классификация

Что такое пески? Песок есть рыхлое физическое тело, состоящее из минералов и обломков горных пород с размерностью зерен 1–0,05 мм и обладающих свойством сыпучести. Пески возникают от разрушения горных пород в результате их физического выветривания, механического дробления.

В геологическом прошлом Земли, пески как конечный продукт выветривания земной коры обнаруживаются уже в отложениях силура и широко развиты в осадках карбона, мела, палеогена и неогена.

Объектом нашего изучения являются не эти древние «коренные», а в основном четвертичные пески речных долин и дельт, побережий морей и озер, ледниковых задровых равнин, подгорных склонов и т.д.

В петрографии пески относятся к группе кластических (обломочных) пород, разделяемых по крупности частиц на: **псефиты** (10–1 мм), **псаммиты** (1–0,005 мм), **пеллиты** (менее 0,005 мм). В пределах псаммитов выделяются еще **алевриты** (0,1–0,005 мм).

Образующиеся в результате разрушения изверженных (магматических), осадочных и метаморфических пород обломочный материал – камни, гравий и песок в дальнейшем процессами денудации (чаще всего деятельностью текучей воды) сносятся с места их возникновения – горных областей на платформенные равнины в низменности и моря, где они и осаждаются. Таким образом, пески следует относить к осадочной геологической породе. П.И.Фадеев [1951] дает следующую классификацию генетических типов песков (табл. 1).

Элювиальные пески. Образуются от физического выветривания в результате сезонных и суточных колебаний температуры воздуха (гнейсов, гранитов, известняков, песчаников и других горных пород) без дальнего перемещения продукта выветривания, залегая на той же породе, из которой он возник. Элювиальные пески характеризуются угловатой формой зерен, неровной, часто ребристой их поверхностью. Эти пески на останцах коренных пород встречаются в пустынях Средней Азии и Казахстана, в горах Памира, Алтая и др.

Делювиальные и пролювиальные пески. Отложения временно действующих струйчатых дождевых и талых вод на склонах гор и в

Таблица 1. Классификация процессов и соответствующих им генетических типов песчаных грунтов
[П.И.Фадеев, 1951]

Процессы			Генетические типы песков	Разновидности
Процессы выветривания			элювиальные	-
Экзогенные	Процессы денудации	Деятельность воды	делювиальные пролювиальные	-
		Речной	аллювиальные	русовые пойменные дельтовые
		Ледниковой	водно-ледниковые	флювиогляциальные озерно-камовые
		Озерной	озерные	прибрежные и глубинные
		Морской	морские	
Эндогенные	Деятельность льда		ледниковые (моренные)	-
	Деятельность ветра		золотые	донные барханные бугристо-кучевые
	Вулканические		вулканические	-
	Тектонические		-	-

предгорьях. Перекрывают чуждые им породы. Сортировка и окатанность зерен слабые, слоистость часто отсутствует. Пролувий отличается от делювия большей грубостью состава, включением в пески гальки и гравия.

Аллювиальные пески. Отложения речных потоков – самый распространенный тип песков, слагают великие аллювиальные равнины Каракумов, Кызылкумов, Причуйских, Прибалхашских и других пустынь, а также пески в долинах рек Лены, Енисея, Иртыша, Оби, Волги, Дона, Днепра и др. Источниками формирования этих песков являются древние коренные и четвертичные отложения, размытые и переотложенные реками в неоген-четвертичное время. Аллювиальные пески более или менее отсортированы и окатаны. Встречаются в них прослойки глин, суглинка и супеси. К аллювиальным относятся и песчаные дельты рек как живых, впадающих в моря и озера, так и дельт континентальных. К последним относятся, например, Приаральские Каракумы, Тайсуганские (в низовьях Уила), Нарынские (Урдинские), Североприкаспийские, Дно-Цимлянские пески и пр. Ленты «нарыны» переувлажненных бугристых песков в таких древних дельтах чередуются с долинообразными понижениями «ашиками» с непереувлажненными и часто заиленными песками.

Ледниковые (моренные, гляциальные) и водно-ледниковые (флювиогляциальные) пески связаны с деятельностью как самого ледника (морены, камы), так и с вытекающими из-под него водными потоками (флювиальные пески) и подледниковыми потоками – озами (гряды наподобие железнодорожных насыпей из песка и гравия). Пески крупно- и среднезернистые ребристые, нередко с примесью гравия. Образуют зандровые поля в многочисленных «полесьях» европейской части страны и Сибири. Здесь же имеются и озерно-гляциальные пески проточных озер. Флювио-гляциальные и озерные пески подвергались неоднократно перевеванию с формированием дюнного рельефа – параболических дюн.

Собственно морские пески образуются в результате абразии морскими течениями и волнами горных пород в зоне прибрежных отмелей (шельфов). Прибрежные морские пески приносятся с континента реками и перерабатываются морем, откуда волнами выбрасываются на берег (пляж), подхватываются ветром, формирующим прибрежно-морские дюны. Имеются морские пески древних трансгрессий Ледовитого океана в низовьях Печоры, Двины, Онеги, а также по берегам Каспия – пески хвалыньских трансгрессий и др. В основном морские пески средне- и мелкозернистые с примесью ракушек и их осколков.

Озерные пески древних или современных озер Ладожского, Балхаша и других во многом сходны с морскими.

Вулканические пески (вулканическое стекло – обсидиан) выбрасываются при извержении.

Псевдопески состоят из более или менее окатанных кристаллов солей галлита, гипса, перемешанных с зернистой глиной (глиняные дюны Туркмении, Азербайджана).

Эоловые пески. Как самостоятельный генетический тип их можно

выделить лишь условно, так как пески любого генезиса могут быть перевеяны и перемещены ветром, формирующим эоловые формы рельефа. Обычно они хорошо сортированы, окатаны, мелкозернисты и значительно отвеяны от глинистых и пылеватых частиц. Мощность перевеянного слоя древнеаллювиальных песков 1–3 м, но в пустынях бывает и много больше, особенно в «извечно» (тысячелетиями) развеваемых незарастающих песках. Обычно крупные песчаные массивы сложены песками разного происхождения, т.е. являются полигенетичными.

2.2. Литологические особенности перевеянных песков

Плейстоценовые серые (от примеси пластинок темной слюды биотита) пески низменных Каракумов по мере их переработки ветром превращались в серовато-желтоватые, а пески неогеновые возвышенных Каракумов и Кызылкумов – в красноватые от покрывающих их поверхность железистых пленок. В многократно и длительно перевеянных песках неустойчивые минералы истираются и преобладание получает наиболее устойчивый, твердый минерал – кварц, а в гранулометрическом составе преобладание получают мелко- и тонкозернистые (0,25–0,05 мм) частицы. Пески же слабоперевеянные более гетерогенны как по минералогическому, так и по гранулометрическому составу.

Для определения формы песчаных зерен применяются **коэффициенты удлинения** – отношение ширины зерна к его длине и **уплощения** – отношение толщины зерна к его ширине. Окатанность песчинок по предложению А.Кайе оценивается **коэффициентом окатанности К**, представляющим частное от деления удвоенного наименьшего радиуса кривизны частицы на наибольший диаметр (по микрофотографии), увеличенное в 1000 раз. В песках разного генетического типа К изменяется следующим образом (по В.И.Чичагову, 1961):

пески древнеэоловые	300–500 (до 700)
пески древнеозерных террас	150–200 (до 400)
пески прибрежноозерные	100–200 (до 350)
аллювий балочный	120–150
пески аллювиальные крупных рек	100–150 (до 200)
пески делювиальные ледниковые	50–150

Сортированность песков определяется по отношению диаметров наибольшего и наименьшего зерна; варьирует от 1–3 в сортированных идеально скатанных эоловых песках до 6–22 и более в аллювиальных и других типах плохо сортированных песков.

Важным признаком считается также **микростроение** (рельеф) поверхности песчаных зерен. По глубине ямок, выраженной в долях радиуса зерна, различают песчаные зерна:

микроямчатые	0,01–0,05
мелковатаямчатые	0,05–0,10
мелкоямчатые	0,10–0,20
среднеямчатые	0,20–0,30
глубокоямчатые	0,30–0,50

Микроямчатая поверхность характерна зернам многократно перевыванных и переложенных золотых песков. Средне- и глубокоямчатая поверхность зерен с многочисленными следами разветвления – для песков речного водно-ледникового происхождения при незначительном их переносе. Песчинки обычно несут на себе тонкую оболочку (пленку) – железистую, карбонатную, иногда с участием гумусовых соединений. Каждый тип оболочки цемента отражает особенности генезиса и парагенезиса песчаных отложений. Оболочки, сформированные в условиях промывки песчаных толщ жесткими водами с высокой рН (в невыщелоченных грунтах) резко отличаются от оболочек, сформированных в условиях мягких вод с низкой рН, высокой подвижностью железа и недостатком в воде кальция и даже окиси кремния. Оболочки на песчинках оказывают влияние на их водные свойства. Например, остроугольный песок и пыль, искусственно приготовленные из размолотого кварца и лишённые тонкой пленки из минеральных и органических соединений, имели значительно меньшую гигроскопичность (МГ) и влажность завязывания (ВЗ), чем пески естественные, окатанные и сохранившие тонкую пленку. Это видно из следующих цифр Н.С.Орешкиной [1963].

Диаметр частиц, мм	Форма частиц	МГ, %	ВЗ, %
0,10–0,08	остроугольная	0,094	0,39
	окатанная	0,220	0,69
0,05–0,01	остроугольная	0,074	0,46
	окатанная	0,034	1,21

Слоистость песков. Золотым разнородным пескам присуща косая, диагональная слоистость с пологой волнистой поверхностью, возможна перекрещивающаяся слоистость. Образуется слоистость при движении валиков песчаной ряби в зонах отложения золотого песка. Каждый слой состоит из пары полуслоев разной плотности. Толщина слоев (от 2 до 10 мм) и их наклон зависят от скорости и направления ветра, крутизны склона осыпания. В случае разнородных песков слоистость визуально хорошо заметна, в однородных песках обнаруживается только при промачивании.

Водно-ледниковые и аллювиальные разнородные пески имеют горизонтальную и диагональную слоистость. В делювиальных песках, приуроченных к аккумулятивным шлейфам на склонах, слоистость ориентирована по склону.

Глава 3. Минералогический состав песков

3.1. Общие положения

Минералогический состав песков на первых стадиях выветривания горных пород определяется составом этих пород. Например, при выветривании гранитов образуются в легкой фракции (с удельной массой менее 2,8) – кварц, полевой шпат, мусковит и др., а в тяжелой (более 2,8) – циркон, апатит, сфен, биотит и др. При выветривании метаморфических пород из легких минералов образуется только кварц, а из тяжелых – дистен, ставролит, эпидот, гранат, силлиманит, турмалин и др. При выветривании магматических пород – эффузивов, порфиров и других образуются только одни тяжелые минералы – роговая обманка, пироксен и др.

В дальнейшей своей жизни пески истираются водой, ветром и изменяются по составу: накапливаются более устойчивые, твердые минералы (кварц, гранат, ставролит, циркон, дистен, силлиманит, магнетит, рутил, турмалин), выпадают минералы среднеустойчивые (биотит, андалузит, авгит, роговая обманка) и особенно быстро исчезают минералы неустойчивые (кальцит, гипс, пироксен, апатит, оливин, эпидоты и др.).

По преобладанию тех или иных минералов различают в них главные, примеси и редкие минералы. Главным по составу (80–95%) большей частью бывает кварц (кварцевые пески), иногда полевой шпат (аркозовые пески), магнетит (магнетитовые пески) и др. В качестве примеси (до 10–15%) обычны глауконит, слюды, хлорит, кальцит, магнетит, обломки горных пород. К редким (1–2%) относятся гранат, эпидот, турмалин, оливин, рутил. По богатству состава различают пески мономинеральные, олигомиктовые и полиминеральные (полимиктовые).

3.2. Мономинеральные и полиминеральные пески

Мономинеральные – почти на 100% состоят из одного минерала, чаще всего наиболее устойчивого, твердого – кварца. Это древние в геологической истории Земли пески, сформировавшиеся в условиях влажного и теплого тропического климата, способствовавшего сильнейшему гипергенезу (разрушению) горных пород. В неоген-

четвертичное время кварцевые палеогеновые, меловые и более древние пески были либо обнажены на междуречных водоразделах, либо вымыты из коренных пород и переоткладывались в долинах рек, формируя в них надпойменные и пойменную террасы. Широко распространены такие кварцевые пески на степном юге России, имеются они и в Северном Приаралье (Каракумы, Бол. и Мал. Барсуки).

Полиминеральные пески. Содержание кварца обычно менее 50%, преобладают минералы среднеустойчивые (полевые шпаты, роговая обманка, биотит, авгит) и сохранились малоустойчивые (кальцит, доломит, гипс). Это «юные» в истории Земли пески. Они слагают песчаные массивы у подножий горных поднятий последнего, самого молодого (10–3 млн лет) альпийского орогенеза. Таковы, например, Терско-Кумские пески у подножия Кавказа, пески Средней Азии и Казахстана, примыкающие к горам Копетдага, Тянь-Шаня, Алтая и др. Но встречаются они и на Кольском полуострове и в Карелии с выходом на дневную поверхность гранитов и других горных пород, богатых первичными минералами. В.М.Фридланд [1970] полиминеральные пески здесь на севере относит к зрелой материнской почвообразующей породе, в средней полосе – к незрелой, а в пустынях – к сверхзрелой.

Полиминеральные пески севера по мере перемещения на юг ледниковыми и речными потоками в среднем и позднем голоцене (за последние 320 тыс. лет) выщелачивались от карбонатов, обеднялись неустойчивыми минералами, химическими элементами и становились олигомиктовыми. Например, богатые кварцево-полевошпатовые пески Карелии, содержащие до 15–20% аллюможелезистых силикатов R_2O_3 , вынесенные в лесную и в лесостепную зону, становились в основном кварцевыми с содержанием R_2O_3 не более 1–2% [Тонконогов, 1972]. Таковы многие пески полесий в европейской части и в Сибири.

В апшеронское время Волга и Кама по обсохшему дну регрессировавшего Каспия выносили свой обедненный уже песчаный аллювий до Азербайджана и южнее, формируя здесь мощные толщи песков, ставших коллекторами нефти. Эти же реки (и р.Урал) в хазарское и хвалынское время накапливали полевошпатово-роговообманково-кварцевые бескарбонатные пески в Волго-Уральском междуречье (Рын-пески). Переработанные реками, морем и ветром эти пески в позднем плейстоцене и в голоцене вторично обогащались солями как за счет остаточного морского засоления из близких грунтовых вод, так и от воздушной импультверизации солей, в том числе и карбонатами кальция и магния. На таких песках формировались здесь в позднплейстоцен-голоценовое время бурые полупустынные почвы с карбонатными горизонтами. Лишь на северо-западе междуречья в более молодой Урдинской дельте, куда с севера поступали пресные грунтовые воды, пески остались бескарбонатными. Только на этих бескарбонатных и пресноводных песках, хотя и с большим трудом удалось вырастить в полупустыне по котловинам выдувания меж бугров с близким (0,7–1,5 м) уровнем грунтовых вод

куртинно-колковые насаждения сосны, достигшие уже возраста 75 лет. На остальной же преобладающей части междуречья также с близкими, но солеными грунтовыми водами (20–50 г/л) даже культуры такого ксерофита как саксаул, отмирают через несколько лет. Но на связно-песчаных бурых почвах все же формировалась растительность житняково-прутниковых белопопынников с эфемероидами – хорошие пастбища для многочисленных стад сайгаков, куланов, а затем и для домашнего скота кочевников.

3.3. Минералогические провинции

Области формирования почвообразующих пород разного минералогического состава охарактеризованы в работе В.В.Добровольского [1969] Приведем лишь краткую характеристику нескольких изученных нами провинций.

Волго-Донская провинция. Пески в долинах рек Битюга и Арчеды – притоков Дона – мономинеральные, кварцевые с примесью обломков (0,5–2 мм) горных пород. Лишь в зернах менее 0,25 мм имеются 1–5% полевых штатов, единично глауконит. По содержанию тяжелой фракции (всего лишь 0,1–0,7%) пески Битюгские ильменит-дистен-ставролитовые, а пески Арчединские – ильменит-циркон-турмалиновые. Бедность этих кварцевых песков отражается в низкой продуктивности основных насаждений на дюнных песках: в лесостепном Хреновском бору бонитет насаждений лишь IV–V, а на Арчединских культуры сосны растут по III–IV классам бонитета. Степная растительность представлена бедным песчаным типце-ковыльником

Предуральская провинция. Пески в долинах рек Самарки и Еруслана – притоков Волги – были вымыты из коренных пестро-красноцветных карбонатных пород пермского возраста. В легкой фракции пески полево-шпатово-кварцевые, а в тяжелой – эпидото-доломито-ильменитовые. Бонитет основных насаждений на дюнных песках с дерново-боровыми связнопесчаными почвами в лесостепном Бузулукском бору I–II классов, а культур сосны на Кустаревских песках (выше устья Еруслана) – II–III классов. О былом (в раннем и среднем голоцене) пребывании здесь соснового леса свидетельствуют псевдофибры в остепнившихся (как и в Арчедде) дерново-боровых связнопесчаных почвах, выщелоченных от карбонатов на глубину 1,5–5 м. С позднего голоцена здесь господствует злаково-разнотравная степная растительность, используемая всеми видами копытного скота

Предкавказская провинция. Близость к источнику выветривания горных пород – Кавказу – способствовала сохранению в песках Терско-Кумского междуречья всех первичных минералов. В легкой фракции полевые шпаты преобладают над кварцем, в тяжелой – пески амфиболопироксен-слюдистые со значительным содержанием ильменита, глауко-

нита и гидроокислов железа. Карбонатность песков и почв сказывается на присутствии в дерновинно-злаковом с разнотравьем травостое кальцефилов – полукустарничка прутняка и других, а также наземного моллюска, питающегося соками растений. Осколки его ракушек содержатся во всей толще переветренных песков. На таких богатых песках сформировались в голоцене глубокогумусированные связнопесчаные дерново-степные карбонатные почвы. На них растут даже тополь пирамидальный, акация белая, виноград, арбузы, гибнущие на кварцевых песках Днепра и Дона.

Прииртышская провинция. Пески в долине Иртыша вынесены с гор рудного Алтая. Континентальный климат не способствовал сильному гипергенезу и хотя кварц в легкой фракции и преобладает, но сохранилось много и полевых шпатов с обломками горных пород. Содержание тяжелой фракции здесь наибольшее из всех выше рассмотренных провинций. По составу она ильменит-амфиболо-эпидотовая с обломками метаморфических сланцев, слюдисто-кварцевых и кварцево-эпидотовых пород. Под «ленточными» сосновыми лесами степного Прииртышья карбонаты из дерново-боровых почв с псевдофибрами выщелочены. Вследствие более короткого, чем в ЕТС вегетационного периода и большей сухости климата бонитет сосновых насаждений на дюнах в основном III класса.

Итак, минералогический состав песков, питающих провинции, отражается в определенных ассоциациях минералов. Это наиболее четко проявляется в отношении полевых шпатов, эпидота и амфиболов.

Что касается илистой фракции (менее 0,001 мм), то содержание ее в песчаных почвах незначительно и по минералогическому составу она, по А.В.Хабарову [1977], в описанных выше провинциях в основном гидрослюдистая с присутствием коалинита, смешанно-слоистых иллит-монтмориллонитовых образований. Сходство состава илистой фракции в песках разных провинций вызвано генетической связью превращения первичных минералов во вторичные в процессе их выветривания и почвообразования. Например, полевые шпаты трансформируются в гидроокислы, смешанно-слоистые минералы и в монтмориллонит; бейделит переходит в каолинит-галлузит-гипсид; ильменит переходит в гидроокислы железа, перемещаемые по профилю почв или трансформируемые в лейкоген, а затем в рутил.

3.4. Минералогический состав и плодородие песков и почв

Наличие в песках нужных для питания растений химических элементов (Р, К, Са, Mg, S, Fe, и др.), т.е. потенциальное плодородие почв связано с содержанием в них первичных минералов, главным образом тяжелой фракции (биотита, апатита, роговой обманки), а в легкой фрак-

ции (полевого шпата, кальцита, доломита и др.). Некоторые тяжелые минералы радиоактивны и способны ускорять рост растений: циркон, монацит (до 0,3–0,6% урана), сфен (силикат титана). Калий наиболее доступен для растений в лейците, биотите и менее доступен в нефелине, полевых шпатах. Глауконит используется иногда как калийно-фосфорное удобрение. Зандровые пески более богаты фосфором и калием, чем пески аллювиальные.

Растения чутко реагируют на минералогический состав. На бедных кварцевых бескарбонатных песках произрастают олиготрофные псаммофиты: овсяница Беккера, чабрец Палласа, молочай Сегье; на полиминеральных же карбонатных песках они замещаются пелитофилами – растениями, свойственными почвам суглинистым – овсяницей желобчатой (типчак), чабрецом Маршалла, молочаем острым. Только на карбонатных песчаных почвах распространены кальцефилы из флоры полукустарничек прутняка приземистый, а из фауны – моллюски с известковыми раковинами.

Шведский почвовед О.Тамм установил, что самые продуктивные сосновые леса растут на песках, содержащих кальций, плагиоклаз, роговую обманку, авгит и апатит. В Германии на песках, богатых полевыми шпатами, под продуктивными сложными (с ярусом листовенных пород) борами формируются бурые лесные почвы, а на кварцевых песках под малопродуктивными чистыми сосновыми борами – подзолистые почвы. В Брянских лесах наилучшие сосновые боры приурочены к глауконитовым пескам. В Латвии зандровые пески более богаты P_2O_5 и K_2O , чем пески аллювиальные [Капост, 1960].

Глава 4. Гранулометрический состав песков и легких почв

4.1. Общие положения

Гранулометрическому (механическому) составу отводится в почвоведении более чем скромная роль, отнюдь не соответствующая его действительному значению. Особенно это касается почв, сформированных на песках. Установление их гранулометрического состава – первоочередной и важнейший этап в исследовании этих почв. Если для тяжелых почв достаточно выявить две песчаные фракции: 1,0–0,25 и 0,25–0,05 мм, то для песков и легких почв следует их разделить не менее чем на четыре: крупного 1–0,5, среднего 0,5–0,25, мелкого 0,25–0,10 и тонкого 0,10–0,05 мм. Это необходимо при изучении процессов аэродинамики, дефляции, эрозии песков и легких почв, формирования песчаного рельефа, при фитомелиорации песков или закреплении их с помощью химических вяжущих веществ, при использовании в полеводстве, садоводстве, пастбищном хозяйстве и т.д.

Необходимо знать и содержание тонких – пылеватых, глинистых, илистых частиц, определяющих даже при самом незначительном их присутствии важнейшие водно-физические свойства песков и почв на песках.

4.2. Классификация и свойства элементарных почвенных частиц

Содержание элементарных почвенных частиц (ЭПЧ) различного диаметра выражается или их количеством [Рухин, 1947], или чаще в процентах от абсолютно сухого веса песка, почвы. При этом диаметр песчаных зерен неправильной формы приравняется условно к сферической форме, используя понятие эквивалентности [Фадеев, 1973].

В наиболее распространенных классификациях к пескам относятся ЭПЧ размером от 0,05 до 1 мм (или 0,02–3 мм в классификациях МОП, США, ЧССР, Британии). Неодинаково и количество выделяемых фракций: кроме крупного, среднего и мелкого песка в классификациях США и ЧССР выделяется фракция тонкого песка (0,1–0,05 мм). Сопоставление классификаций ЭПЧ приводится в табл. 2 (по А.Д.Воронину, 1986).

Таблица 2. Сопоставление классификаций элементарных почвенных частиц [Воронин, 1986]

Международное общество почвоведов	глина	пыль		т.песок		г.песок			гравий
США, Департамент сельского хозяйства	глина	пыль		о.т. песок	т. песок	с. песок	г. песок	о.г. песок	гравий
						с. песок	г. песок	г. песок	
Британский институт стандартов	глина	т. пыл	с. пыль	г. пыль	т. песок	с. песок	г. песок	г. песок	гравий
		б							
Чехия и Словакия	ил	о.т. пыль		п. песок	о.т. песок	т. песок	с. песок	с. песок	гравий
Классификация Н.А. Качинского	ил	мелкая пыль	с. пыль	к. пыль	м. песок	с. песок	к. песок		гравий
Фракции, мм	0,001	0,01		0,1				1,0	

Примечание: о.т. – очень тонкий; т. – тонкий; с. – средний; г. – грубый; о.г. – очень грубый; к. – крупный.

В нашей стране распространено следующее разделение ЭПЧ, по Н.А.Качинскому [1965]:

Диаметр ЭПЧ, мм	Название ЭПЧ
более 3	каменистая часть почвы
3-1	гравий
1-0,5	песок крупный
0,5-0,25	песок средний
0,25-0,05	песок мелкий
0,05-0,01	пыль крупная
0,01-0,005	пыль средняя
0,005-0,001	пыль мелкая
менее 0,001	ил

Пески тонкозернистые (0,1-0,05 мм) богаче по минералогическому составу и более влагоемки, чем пески мелко-, среднезернистые и особенно крупнозернистые, что сказывается в лучшей приживаемости и в росте лесных, плодовых и других растений. В аэродинамике именно с фракции тонкозернистого песка, силы молекулярного притяжения начинают играть заметную роль: для приведения частиц 0,10-0,05 мм в движение нужны более значительные скорости ветра, чем для частиц крупнее 0,1 мм. Тонкозернистый песок сильными ветрами переносится по воздуху во взвешенном состоянии на высоте 0,5-1,5 м, тогда как песок крупнее 0,1 мм перемещается в основном сальтацией (скачками) или перекатыванием по поверхности почвы.

В зависимости от размера частиц от 1 до 0,001 мм число их в 1 г увеличивается более чем в 1 млн раз, удельная поверхность в 1000 раз, изменяется состав преобладающих минералов в том числе уменьшается количество бесплодного кварца:

Диаметр, мм	Число частиц в 1 г	Удельная поверхность, см ² г	Минералы
1-0,5	7-10 ²	22,6	кварц, обломки пород
0,1-0,05	7-10 ⁵	226	кварц, полевые шпат
0,05-0,005	7-10 ⁸	2260	глинистые минералы
менее 0,001	7-10 ¹¹	22600	глинистые минералы

С уменьшением крупности песка изменяются также водно-физические свойства: плотность сложения (ρ_b), пористость (e), коэффициент фильтрации (K), высота капиллярного поднятия влаги (H), полевая или наименьшая влагоемкость (H_B):

Песок	Диаметр, мм	ρ , г/см ³	e , %	K, мм/мин	H, см	МГ, %	НВ, %
Крупный	1–0,5	1,75	32	60	13	0,3	3
Средний	0,5–0,25	1,70	34	40	24	0,5	3–4
Мелкий	0,25–0,10	1,67	37	6	43	0,8	4–6
Тонкий	0,01–0,05	1,60	39	1	105	1,2	5–8

Н.А.Соколов [1884] – автор одной из первых научных книг о дюнных песках в России отметил, что тонкость песка способствует лучшему росту и развитию растений. С.Ю.Раунер [1888] различал плохо зарастающие травами и сосной крупно- и среднезернистые (средний диаметр 0,59 мм) пески Ревельских дюн и хорошо зарастающие мелкозернистые (0,18 мм) Наварских дюн. Он указал, что на тонкозернистых песках Венгрии (0,08–0,02 мм) с успехом культивируются белая акация, тополь, виноград и плодовые. Известный лесоустроитель и исследователь А.А.Крюндер [1916] в основу классификации сосновых лесов на песках русского Севера положил гранулометрический состав почв. Шведский ученый А.Аттерберг [1909], исходя из содержания фракции мельче 0,2 мм, предложил шкалу «естественных бонитетов» песчаных почв. Пользуясь этой шкалой, другой ученый Р.Альберт [1924] выделил пять типов дюнных песков Германии: 1) при содержании этой фракции менее 10% попытки облесения песков кончались неудачей, 2) при содержании ее более 10% формировались лишайниковые боры V–IV классов бонитета; 3) при 20% – боры зеленомошники III–IV бонитета; 4) при 30% – травяные боры III–II бонитета с буком в подлеске; 5) при 40% – сложные боры II–I бонитета со вторым ярусом из бука и дуба.

Еще более четко отражает свойства песков фракция мельче 0,1 мм [Ткачук, 1939]. Согласно Н.С.Орешкиной [1963], влага в этой фракции при увлажнении ее до НВ приобретает подвижность под действием капиллярных сил, тогда как в песках крупнее 0,1 мм преобладает пленочная малоподвижная влага.

4.3. Классификация песков и легких почв по гранулометрическому составу

Относительное содержание различных фракций ЭПЧ в почве определяет ее гранулометрический состав. В русском почвоведении принята двучленная классификация по гранулометрическому составу, разработанная Н.М.Сибирцевым, А.Н.Сабаниным и Н.А.Качинским. Основана она на соотношении физической глины (частиц мельче 0,01 мм) и физического песка (крупнее 0,01 мм). Приведем классификацию Н.А.Качинского:

Содержание физической глины, %	Содержание физического песка, %	
менее 5	100–95	песок рыхлый
5–10	95–90	песок связный
10–20	90–80	супесь
20–40 (50, 60)	80–40	суглинки
более 40 (60)	менее 60 (40)	глины

Таблица 3. Классификация по гранулометрическому составу кварцевых песков и сформированных на них степных почв

Название почвы по гранулометрическому составу	Содержание физической глины, %	Мощность гумусового горизонта, см	Содержание гумуса, %	Влажность почв при НВ, %
Песок рыхлый	<2,5	<8	0,2–0,5	4–5
Песок слабосвязный	2,5–4	10–20	0,3–0,6	5–6
Песок связный	4–7	40–70	0,6–0,9	7–8
Супесь легкая	7–12	70–90	0,6–1,2	8–10
Супесь средняя	12–15	80–120	0,8–1,4	10–12
Супесь тяжелая	15–20	80–140	1,4–1,8	12–14

Гравелистый состав легких почв свойствен преимущественно северным областям, подвергавшимся в плейстоцене оледенениям. Южнее – в перигляциальных областях – гравелистые почвы на песках встречаются редко, в основном по прирусловым валам (гривам) поймы, I и II надпойменным террасам, например на Дону в Воронежской области

Классификация Н.А.Качинского может быть использована для почв как тяжелых, так и легких, особенно если последние сформированы на песках карбонатных и сохранивших первичные минералы. В результате процессов выветривания и почвообразования в течение тысячелетий полиминеральные пески способны обогатиться пылеватыми и глинистыми частицами с формированием почв не только супесчаного, но даже легко- и среднесуглинистого гранулометрического состава. Таковы, например, черноземы на Приенисейских песках Хакасии [Гаель и др., 1970]. На песках же бескарбонатных, кварцевых, например в долинах Днепра и Дона, черноземовидные почвы обогатились физической глиной не более чем до супесчаных, редко тяжелосупесчаных. Вместе с тем прибавка к кварцевым мелкозернистым пескам до 4–7% физической глины придает им свойства уже связнопесчаных, а прибавка до 7–10% – даже легкосупесчаных почв. Поэтому делались попытки более дробной классификации почв на кварцевых песках (табл. 3) [Скородумов, 1952; Гладкий, 1962; Гаель и Смирнова, 1963].

4.4. Гранулометрический состав и плодородие почв

С увеличения содержания физической глины возрастает мощность профиля степных почв на песках, их влагоемкость (НВ), мощность гумусовых горизонтов (в почвах степных тяжелых сокращается), а также удельная поверхность, число отрицательно заряженных частиц, буферность, способность к поглощению катионов. Изменяются и реологические свойства – способность к усадке и растрескиванию поверхности почвы. По зимним глубоким трещинам в суглинках и глинах после заполнения их почвой также глубоко уходят корни деревьев, в песках же и в легких почвах трещины даже зимой неглубоки, и корни деревьев не проникают в слежавшиеся безгумусовые кварцевые пески с жесткой поровой структурой, глубже чем на 1–1,5 м. Лишь в последующих поколениях леса уже по ходам сгнивших корней постепенно увеличивается мощность корнеобитаемого производственного слоя песчаных почв.

Связь продуктивности лесных насаждений с содержанием физической глины подтверждается и на полиминеральных Приенисейских песках: в дерново-боровых связнопесчаных почвах, где эта связь выражается довольно высоким коэффициентом корреляции: для верхнего (0,5 м) слоя почвы – 0,74, тогда как связь с содержанием гумуса – лишь 0,58%, а связь с содержанием элементов минеральной пищи – еще меньше [Плешиков, 1975].

Согласно А.Ю.Руткаускасу [Вайчис, Руткаускас, 1971], добавка глины в песчаных почвах Литвы более чем 5–6% уже не повышает продуктивности сосновых насаждений, но еще эффективна для улучшения роста лиственных древесных пород, более требовательных к плодородию почв, чем олиготрофная хвойная порода сосна.

Оптимальный гранулометрический состав по климатическим зонам не одинаков. Для полевых культур на севере лесной зоны предпочтительны почвы супесчаные и легкосуглинистые. В лесостепной и степной зонах – тяжело- и среднесуглинистые, в полупустыне – легкосуглинистые и песчаные, в пустынях же Средней Азии только на песчаных почвах с содержанием физической глины 5–9% растут травы и полукустарники, кустарники и деревья (саксаул), формирующие все вместе взятые, лучшие здесь пастбища круглогодичного пользования для овцы и верблюда. На почвах же суглинистых и тем более глинистых выживают в основном полукустарники и травы эфемероиды, что переводит пастбища в разряд сезонных и крайне неустойчивых по урожайности. Лишь при искусственном орошении на песчаных почвах в пустыне получают хорошие урожаи одно- и многолетних кормовых, овощных и даже полевых культур, винограда и др.

И.И.Карманов [1980] плодородие почв тяжело- и среднесуглинистых оптимальных по гранулометрическому составу (показатель 1,0), в лесной, лесостепной и степной зонах оценивает следующим образом: чернозем-

ных 1–0,9, темно-серых и темно-каштановых 0,86, светло-серых и светло-каштановых 0,78, подзолистых и подзолов 0,67, а почв легких во всех указанных почвенных зонах – супесчаных 0,75–0,7 и песчаных 0,6–0,4.

Относительная урожайность сельскохозяйственных культур на серых лесных почвах Мордовии с 5,3 ц/га на почвах супесчано-песчаных повышалась до 8,5 ц/га на легкосуглинистых и 10 ц/га на среднесуглинистых. Для винограда в Краснодарском крае оптимальными по урожайности и качеству плодов оказались почвы супесчаные и легкосуглинистые с содержанием физической глины 15–35% и особенно 25–30% [Вальков, Фисков, 1980].

К «песколюбивым» культурам, дающим во всех зонах наилучшую по качеству продукцию, относятся: рожь, просо, картофель, арбузы, томаты, арахис, табак, земляника, виноград, смородина золотистая, черешня, абрикос. При окультуривании песчаных почв внесением в них глины, торфа, минеральных удобрений с применением искусственного орошения можно достичь продуктивности почти всех культур, не уступающую таковой на орошаемых почвах суглинистых и глинистых.

Глава 5. Физико-механические и физические свойства песков

5.1. Физико-механические свойства

Основным отличием легких почв от тяжелых является низкое содержание в них глинистых и илистых частиц. При содержании физической глины (менее 0,01 мм) менее 5% пески и песчаные почвы в сухом состоянии характеризуются отсутствием связности, сыпучестью. При содержании физической глины 7–10% уже проявляется связность, а при влажности соответствующей также границе текучести и небольшая липкость (менее 5 кПа), достигающая в почвах суглинистых – 15, в глинистых более 25 кПа. Слабая липкость легких почв позволяет начинать весеннюю пахоту сразу за сходом снега, при влажности даже выше НВ. Тяжелые же почвы можно пахать лишь после достижения ими «физической спелости» при влажности не более 70–80% от НВ (табл. 4).

Таблица 4. Основные агротехические и гидромелиоративные показатели различных гранулометрических классов почв [Воронин, 1986]

Класс почв по гранулометрическому составу	Удельное сопротивление при пахоте ¹⁾ , кПа	Категория трудности обработки	Коэффициент фильтрации ²⁾ , м/сут	Липкость ³⁾ , кПа
Глины	более 65	очень тяжелые условия	0,001	более 25
Суглинки тяжелые	65–50	тяжелые	0,01–0,1	25–15
Суглинки средние	50–30	среднетяжелые	0,1–1,0	15–8
Суглинки легкие	30–20	средние	0,1–5,0	8–5
Супеси	менее 20	легкие	5,0–10,0	менее 5
Пески			более 10,0	

¹⁾ – При оптимальной влажности

²⁾ – Приблизительные значения, так как коэффициент зависит от структуры почв и особенностей почвообразующих пород

³⁾ – При влажности границы текучести

Удельное сопротивление при распахке влажных легких почв 20 кПа, тогда как в глинистых черноземах более 65 кПа. Расход горючего при вспашке легких почв гусеничными тракторами также в три раза меньше. Однако в сухом состоянии супесчаные солонцеватые черноземы, каштановые и бурые почвы затвердевают настолько, что ломаются плуги. Этим свойством легких почв пользуются для повышения их устойчивости к дефляции, проводя обработку во влажном состоянии.

5.2. Физические свойства

5.2.1. Плотность

Плотность твердой фазы почвы (ρ_s , г/см³) для большинства песчаных почв близка к плотности кварца (2,65 г/см³). В верхних горизонтах почв она уменьшается от примеси органических веществ до 2,50–2,60 г/см³. В железистых же иллювиальных горизонтах ρ_s повышается до 2,70 г/см³. В почвах на полиминеральных песках плотность твердой фазы зависит от таковой в преобладающих минералах и обычно выше, чем в песках кварцевых. В целом в легких почвах ρ_s изменяется сравнительно мало, варьируя по профилю от 2,50 до 2,70 г/см³.

Плотность сложения почвы или объемной массы (объемный вес или удельный вес скелета, ρ_b г/см³) определяется при естественной влажности, а затем находится отношение абсолютно сухой твердой массы к объему. Для набухающих почв ρ_b зависит от влажности почвы при взятии образца, она ниже при высокой влажности и выше при меньшей влажности почв. Для песков и легких почв ρ_b фактически не зависит от влажности взятия образца и обуславливается плотностью укладки зерен песка, агрегатностью (если она выражена) и пористостью, варьируя значительно шире, чем ρ_s). Содержание органического вещества уменьшает ρ_b , поэтому гумусовые горизонты менее плотны ($\rho_b = 1,45$ – $1,50$ г/см³). В нижних же безгумусных горизонтах ρ_b увеличивается до 1,65–1,70 г/см³. Особенно это происходит в оглеенных сизоватых и белесых (палеоглей) песках, в горизонтах железистого иллювия (до 2,0 г/см³), где песчинки достигают предельной плотности упаковки по типу тетраэдров.

Плотность сложения песка в золовых наносах на дефлируемых участках также высока – 1,65–1,70 г/см³. Постепенно происходит уплотнение песка под ударами дождевых капель и просачивающимися осадками. Уплотнившиеся слои песка могут быть снова засыпаны свежим рыхлым наносом песка, что вызывает неравномерность плотности сложения золовых отложений. Песок, осыпавшийся на подветренные склоны дюн, менее плотен (1,60–1,63 г/см³), чем песок на наветренных склонах (1,70 г/см³).

Плотность сложения песков крупнозернистых больше, чем мелкозернистых и еще больше в песках разнозернистых. Высокая плотность песчаных почв может быть обусловлена или хорошо сортированным гранулометрическим составом или таким соотношением различных фракций, когда поры между крупными частицами будут заполнены более мелкими. Максимальная возможная уплотняемость ($1,87 \text{ г/см}^3$) получена в искусственных смесях, состоящих на 30% из песка 0,2–0,5 мм и на 70% из пыли 0,05–0,02 мм, что приближается к идеально уплотненной системе тетраэдрически упакованных шарообразных частиц.

5.2.2. Пористость общая

В почвах тяжелых, структурных поровое пространство представлено порами внутриагрегатными и межагрегатными. В легких же бесструктурных почвах имеются лишь поры между самими зернами песка. Теоретически в песках одинаковой шарообразной формы общая пористость при рыхлой (кубической) упаковке зерен составляет 46–48%, а при плотной (гексагональной) упаковке – 26%. В песках разнозернистых пористость зависит не только от размеров, формы и взаимного расположения песчинок, но и от минералогического состава (табл. 5).

Таблица 5. Пористость песков разного минералогического состава в зависимости от размера гранулометрической фракции (В.В.Охотин, 1937, по Фадееву П.И., 1951)

Диаметр фракции (мм)	Кварц		Ортоклаз		Слюда (мусковит)	
	пористость, %					
	рыхлое состояние	уплотненное состояние	рыхлое состояние	уплотненное состояние	рыхлое состояние	уплотненное состояние
2–1,0	47,6	37,9	47,5	45,5	87,0	80,5
1–0,5	47,1	40,6	51,9	47,9	85,2	75,2
0,5–0,25	47,0	41,1	54,8	49,2	83,7	72,2
0,25–0,10	52,5	44,8	58,5	51,6	82,7	66,3
0,10–0,06	54,6	45,3	61,2	52,7	83,0	69,0
0,06–0,01	56,0	45,7	62,5	-	-	65,3

В опытах с дроблением таких песков с уменьшением диаметра частиц как в рыхлом, так и в уплотненном их сложении, общая пористость у кварца увеличивается от 47 до 56%, у ортоклаза от 47 до 62%, у слюды же уменьшилась при рыхлом сложении от 85 до 83% и при плотном от 75 до 69%, что связано с пластинчатым сложением слюды. В песках однородных по размерности увеличивается общая пористость (в %) от

крупных (32–34%), к средним (34–40%), мелким (40–42%) и к тонкозернистым (42–45%).

В неоднородных по размерности песках общая пористость уменьшается за счет частичного заполнения крупных пор мелкими частицами. Наиболее пористы пески, включающие слюду и другие пластинчатые минералы. Окатанность же зерен песка значительно уменьшает их пористость.

Поселение на песках растений и деятельность роющих животных (насекомых, червей, грызунов) приводит к накоплению перегноя, появлению корневых ходов (особенно древесными растениями), кротовин и других, что увеличивает пористость. Общая пористость среднетонкозернистых песков 33–39%, в гумусовых горизонтах песчаных почв 40–47%.

Оптимальные водно-физические свойства почв связаны не только с общей пористостью, но и с размером пор и распределением объемов пор разного размера. Чем грубее пески, тем крупнее в них поры, но тем меньше общая удельная поверхность песков и общая пористость. Пески бесструктурны в агрономическом смысле. Поры между песчинками в десятки раз крупнее, чем внутриагрегатные, но значительно меньше, чем межагрегатные поры в структурных почвах тяжелого гранулометрического состава.

Эффективный диаметр пор (по расчетам В.Г.Витязева) для песка средне- и мелкозернистого, для крупной пыли и глины:

Диаметр фракций, мм	0,5–0,25	0,25–0,10	0,10–0,05	0,05–0,02
Диаметр пор, мм	0,170	0,090	0,025	0,015

В водно-воздушном режиме почв выделяются следующие категории пор [Воронин, 1986]: поры инфильтрации, аэрации, влагопроводящие, влагосохраняющие и занятые прочно-связной водой. Поры крупнее 10 мкм заполнены воздухом и являются в основном порами аэрации и инфильтрации, при большом содержании таких пор в грубых песках растения страдают от недостатка влаги. Поры среднего (оптимального) размера 10–3 мкм содержат доступную для растений влагу. В порах мельче 3 мкм вода прочно связана и недоступна растениям.

Оптимальным считается соотношение в почве пор разного диаметра, когда 30% заняты воздухом, 60% доступной и 10% недоступной влагой. В почвах на песках Польши содержится крупных пор 75%, средних 20%, мелких 5%; в почвах на средних суглинках соответственно – 55%-35%-10%; в почвах на глинах – 16%-25%-59% [Krol, 1966]. В каштановой супесчаной почве объем пор разного диаметра составляет [Чащина, 1969]:

Размер пор, мкм	более 600	600–60	60–3	менее 3
Объем пор, %	13–20	24–47	24–41	27

В золотых мелкозернистых песках поровое пространство представлено преимущественно порами влагопроводящими и аэрации, объем тонких пор в них ничтожно мал.

Размер пор, мкм	более 60	60–10	10–3	менее 3
Объем пор, % от общей пористости	25–67	37–75	5–15	2–12

Преобладание в песках крупных и средних пор обеспечивает их высокую воздухо- и водопроницаемость и слабое капиллярное движение влаги к поверхности.

5.2.3. Пористость аэрации и воздухопроницаемость почв

Пористость аэрации даже весной при влажности почвы, равной НВ, составляет в почвах песчаных 90–80%, а в супесчаных 70–60%. В почве при капиллярном ее насыщении должно быть не менее 10–18% воздуха. В песчаных и супесчаных почвах это бывает лишь в верхней части капиллярной каймы (гор. А до 50%), а в нижних горизонтах содержание воздуха снижается до 3–11%. Согласно Флюгеру [1972] пористость аэрации становится критической, когда уровень грунтовых вод еще не дошел до поверхности почвы песчаной, всего на 20 см, суглинистой – на 50–60 см. При такой глубине грунтовых вод у растений ослабевает дыхание и обмен веществ, поглощение азота и фосфора [Орлов, Кошельков, 1971]. Для сырых типов местообитания в лесах Украинского Полесья А.И.Михович [1961] принимает за оптимальные для почв песчаных (березовых), супесчаных (суборевых) и суглинистых (судубравных) соответственно следующие уровни грунтовых вод: весной – 24–31, 52–55 и 80–90 см, осенью – 29–43, 70–80 и 97–105 см.

Однако в периоды особо влажных лет происходит не только отмирание насаждений от затопления корней, но и массовое возобновление самосева менее глубоких понижений рельефа с возникшими выпотами капиллярной влаги – березой и черной ольхой.

В песках обмен между воздухом атмосферы и почвенным воздухом совершается почти беспрепятственно. Насыщение песков влагой дождей снижает содержание воздуха в порах, но очень ненадолго, так как просачивание влаги происходит быстро и вслед за ней устремляется воздух. Колебания зеркала грунтовых вод также способствует обмену почвенного воздуха. И только при застойных и малоподвижных грунтовых водах воздуха мало или он совсем отсутствует. Высокая воздухопроницаемость (ВП) не лимитирует необходимой скорости выделения CO_2 , продуцируемой растениями на слабозаросших глубоководных песках, особенно летом, когда газообмен повышается благодаря усилению термодиффузии, тепловому расширению и сжатию газов и конвенции.

Может быть из-за высокой ВП чрезмерная аэрация верхнего высыхающего слоя почвы служит причиной значительных потерь аммиака – основного фонда азотного питания сосны на боровых песках. При снижении влажности в песках от НВ до МГ воздухопроницаемость увеличивается на 20–30%, а при увлажнении песка до НВ (17%), ВП оказалась ниже в 2–3 раза.

Содержание CO_2 и O_2 в почвенном воздухе. Нормальным для жизнедеятельности корней высших растений и для существования микроорганизмов считается содержание в почвенном воздухе углекислоты $\text{CO}_2 < 0,5\%$ и кислорода $\text{O}_2 > 20\%$. Согласно Е.Н.Воронковой [1965] при увеличении CO_2 в воздухе атмосферы до оптимальной величины 0,3%, фотосинтез возрастает на 40–50% и более при одновременном снижении интенсивности транспирации. Поэтому в парниках раскладывают «сухой лед» (4–5 г. на -1 м^3 воздуха), чтобы увеличить содержание CO_2 до оптимальных величин.

Изучение состава почвенного воздуха в легких почвах Среднего Дона в течение трех вегетационных периодов (1968–1971 гг.) показало, что содержание CO_2 в верхнем (0–50 см) слое дерново-степной песчаной почвы под степной растительностью (грунтовые воды на глубине 5,0 м) не превышало 0,08%, в слое 50–100 см – 0,1%, глубже 100 см содержание CO_2 к концу вегетации (август) увеличивалось до 0,15% [Смирнова, 1972]. Накопление CO_2 в глубоких горизонтах почвы объясняется стеканием ее вглубь как относительно тяжелого газа, несоответствием между скоростью образования этого газа и его диффузией в различных горизонтах почвы, затрудненным газообменом с атмосферой глубинных горизонтов [Николаева, 1970]. Накоплению CO_2 в глубоких слоях почвы способствуют подстилающие пески суглинки или зеркало грунтовых вод. Под 70-летними соснами содержание CO_2 соответственно составляло от 0,03 до 0,15% в верхнем метровом слое и достигало максимума 0,24% на глубине 150–300 см над подстилающим суглинком. При близком залегании грунтовых вод в зоне капиллярной каймы содержание CO_2 составляло 0,20–0,35%.

Общие запасы CO_2 в двухметровой толще дерново-степных связно-песчаных почв на Дону под степью не превышают 6–15 кг/га, под соновыми насаждениями 10–30 кг/га, что в несколько раз ниже по сравнению с его запасами в воздухе тяжелосуглинистых светло-каштановых почв на юге Волгоградской области – 36–91 кг/га [Вадюнина, 1970].

В общем состав почвенного воздуха в песках близок к допустимым нормам. Лишь в условиях избыточного увлажнения – в нижней части капиллярной зоны – содержание CO_2 иногда больше, а O_2 меньше нормы. Но так как грунтовая вода в песках довольно подвижна и содержит в себе кислород, то корни растений могут его получать не только из толщи песка, но и из грунтовых вод [Роде, 1955]. Только в сильно оглеенных болотных песчаных почвах содержание O_2 может снижаться до 2–4%. На таких почвах могут расти лишь немногие растения, имеющие

в корнях межклетники, по которым кислород поступает прямо из воздуха атмосферы; к ним относятся щучка дернистая, ольха черная и др.

5.2.4. Пористость песков и корни растений

В неагрегированных песках между песчинками преобладают поры диаметром 0,02–0,17 мм, которые малы для свободного прохождения корней растений. Это при жесткости поровой структуры слежавшихся песков и отсутствии в них трещин, ходов корней и насекомых препятствует освоению глубоких слоев песка корнями растений. В почвы же тяжелые агрегированные с межагрегатными порами размером до 1–3 мм корни проникают легко. О корневодоступности песков следует судить по их пористости, плотности и твердости.

5.2.5. Твердость песков и корни растений

Твердость почв (Т) – механическое свойство, показывающие сопротивление их расклиниванию или сдавливанию. Используется для физико-механических характеристик почв при их обработке и как показатель проницаемости корнями растений. Твердость определяется приборами – твердомерами Качинского, Ревякина, Горячкина и других выражается в кг/см^2 .

Твердость почв зависит от ряда показателей: плотности сложения (ρ_b , г/см^3), содержания органического вещества, насыщенности почв корнями, влажности. В лабораторных опытах на искусственно уплотненных почвах с помощью крилиумов были получены следующие зависимости твердости (кг/см^2) от плотности сложения (ρ_b , г/см^3) и влажности почв [Mazurak, 1972];

Плотность, г/см^3	Твердость почв при влажности,	
	НВ	ВЗ
1,0	2	4,5
1,6	22	45
1,8	50	200

Чем выше плотность сложения сухой почвы, тем выше и ее твердость. При высыхании почвы в интервале влажности от НВ до ВЗ твердость рыхлых почв увеличивалась вдвое, а плотных в четыре раза.

Зависимость твердости от влажности в естественных условиях для дерново-степных связнопесчаных (А-В-ВС=70-80 см) и черноземовидных супесчаных почв показана в табл. 6.

Таблица 6. Твердость легких степных почв при различной влажности на кварцевых песках Среднего Дона, кг/см^2

Почва	Горизонт	Влажность, %		
		НВ	ВЗ	МГ
Дерново-степная песчаная	А	5–10	20–30	30–40
	В	5–10	20–30	30–40
	С	8–10	20–35	35–40
Черноземовидная супесчаная	А	10–20	25–30	50–75
	В1	10–20	25–35	65–75
	В2	15–20	30–40	85–90
	С	10–20	20–35	40–50
	Дк	–	30–50	80–90

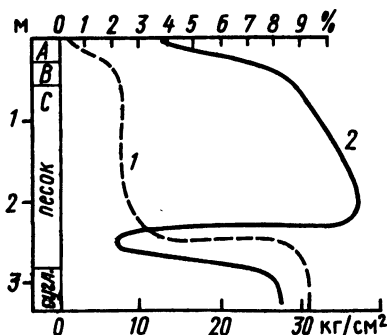


Рис. 1. Зависимость твердости дерново-степной песчаной почвы от влажности (Арчединский лесхоз Волгоградской области, 20 июля 1985 г.):
1 – влажность, %, 2 – твердость, кг/см^2

В увлажненных до НВ почвах значения твердости варьируют по профилю от 5–10 в песчаных, до 10–20 кг/см^2 в супесчаных. При иссушении черноземовидных почв до ВЗ в гумусовых супесчаных горизонтах А и В твердость снижается до 25–35, в иллювиальном суглинистом гор. В2 – 40, в подстилающем карбонатном суглинке гор. Д – 50 кг/см^2 .

В связнопесчаных почвах твердость при НВ в два раза меньше, при ВЗ в полтора, а при МГ – в три раза меньше, чем в супесчаной почве.

В Бузулукском бору на полиминеральных песках Т возрастает от 8–13 до 25–30 кг/см^2 в интервале влажности ВРК–ВЗ [Зюзь, 1990].

На рис. 1 показана твердость и влажность дерново-степной связно-песчаной почвы, подстилаемой с глубины 2,5 м суглинком, на котором весной формируется верховодка. Твердость верхнего сухого слоя при влажности 0,3% равна 10–13 кг/см^2 , глубже до 2 м влажность песка из-

меняется мало от 2 до 3%, а твердость закономерно книзу увеличивается с 20–25 до 35–38 кг/см². На глубине 2,5 м влажность возрастает до 6–9% (верхняя часть капиллярной каймы над верховодкой), а твердость резко снижается до 8 кг/см². Твердость подстилающего суглинка даже во влажном состоянии около 30 кг/см². Из рисунка видна зависимость Т от влажности, гранулометрического состава почв и увеличение Т с глубиной. Твердость (сопротивление расклиниванию) пропорциональна массе слоя почвы, т.е. чем глубже, тем выше Т при прочих равных условиях [Словиковский, 1968].

Критических величин для роста корней растений твердость достигает в котловинах выдувания (безгумусный гор. С) на глубине 60–80 см, в эоловых песках – на глубине 180–200 см [Зюзь, 1990].

Наличие гумуса и илистых частиц в гумусовых горизонтах песчаных почв придает их сложению большую эластичность, менее жесткую структуру, особенно во влажном состоянии.

Поверхностные (на глубине 10–15 см) корни сосны в культурах ее по котловинам выдувания поднимаются на склоны соседних бугров высотой 4–5 м, доходят до вершины и спускаются по другому склону, уходя от основания ствола дерева на расстояние 15–25 м и лишь тонкие якорные корни от этих поверхностных длинных корней уходят в песок вглубь на 50–70 см. Также ведут себя на песках корни акации белой, тополей, березы и других. Такое поведение корней называют «отрицательным геотропизмом». От толстых длинных корней сосен, засыпанных на высоту 2–4 м песком, возникают в наносе песка новые «якорные» корни, растущие не вниз, а вверх к поверхности эолового наноса. На стволах деревьев и кустарников лиственных пород, засыпанных на высоту 2–5 м песком с соседнего бугра, образуются тонкие придаточные корни, уходящие в песок в стороны, а также к поверхности песчаного наноса (рис. 2).

Придаточные корни на стволах хвойных пород, в том числе сосны, не возникают, но от нижних толстых длинных корней идущих от корневой шейки дерева, образуются тонкие якорные корни, устремляющиеся не вниз к грунтовым водам, а также к поверхности песчаного наноса, где они тонко ветвятся, усваивая влагу даже небольших осадков и элементы органической и минеральной пищи. Кроме того, на стволах деревьев, в той же части ствола сосны, которая засыпана песком, годичные кольца становятся очень узкими и через 20–40 лет диаметр ствола внизу (у шейки корня) может быть меньше, чем у поверхности песчаного наноса. Это явление связано с отсутствием светового прироста и давлением почвенной массы. Черенки кустарниковых ив и тополей, помещенные в пробуренные на глубину 1–1,5 м скважины и затем засыпанные песком, не выходили за пределы этого рыхлого слоя в неразрыхленный песок вокруг скважины.

Таким образом, важнейшим фактором, ограничивающим рост корней вглубь, является механическое сопротивление песка, хотя корни и

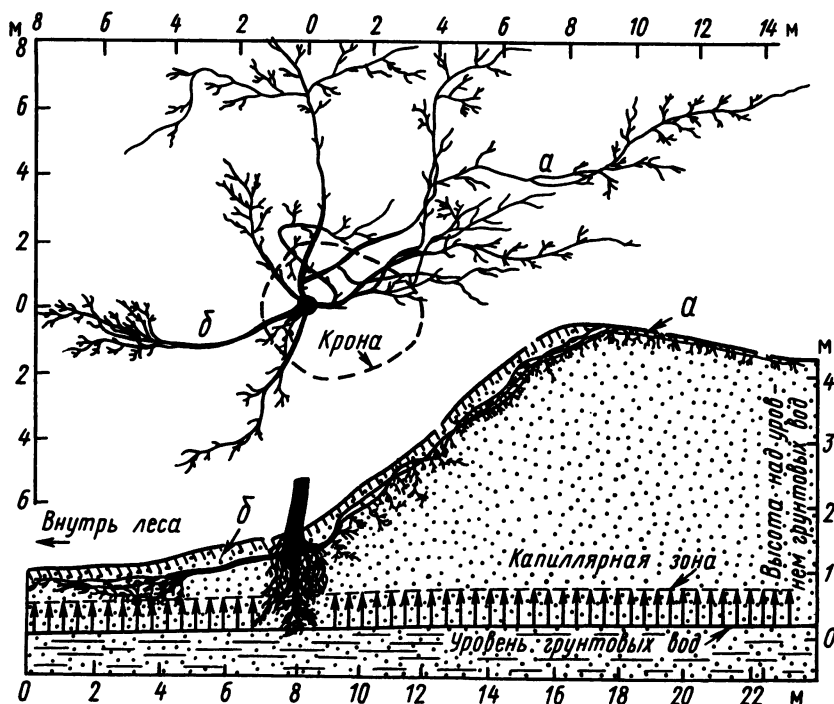


Рис. 2. Отрицательный геотропизм корней сосны в ленточных борах Прииртышья.

Вверху – горизонтальная проекция корней, пунктиром показана проекция кроны, внизу – вертикальная проекция корней.

способны развивать давление на почву от 5 до 24 атм. Даже в крупном песке (0,8 мм) размер пор не превышает 0,2 мм. Сосущие же корни сосны редко имеют такой диаметр, преобладают корни 0,3–0,5 мм [Орлов, Кошельков, 1971]. В мелкозернистом песке корни не проникают в поры размером менее 0,15 мм. Песчинки не могут сместиться в сторону, особенно в ожезненных и карбонатных горизонтах песчаных и супесчаных почв, которые при высыхании сильно затвердевают. Сосущие корешки сосны в порах между песчинками искривлены и придавлены (выемки), рост их не превышает долей миллиметра в год. Более же тонкие корни березы, вейника наземного охватывают больший объем почвы и грунта, чем корни сосны. Отношение поглощенной поверхности корней к весу надземной массы у сосны 0,15, а у вейника $6,44 \text{ м}^2/\text{г}$ [Орлов, Кошельков, 1971].

При хорошем увлажнении даже безгумусные слежавшиеся пески становятся проницаемыми для корней. Внесение глины, перегноя в пес-

ки также облегчает прохождение корней вглубь. При наличии суглинистых прослоев в почвогрунте корни сосны, дуба, винограда углубляются до 5–8 м. От глубины укоренения (мощности корнеобитаемого слоя) зависит устойчивость лесных насаждений к засухе в условиях недостаточного увлажнения и их продуктивность. При мощности корнеобитаемого слоя менее 1 м пески нелесопригодны; при мощности 1–2 м на песчаных почвах растут малопродуктивные насаждения сосны V-Va класса бонитета; при 2–4 м – песчаные почвы пригодны для ограниченного состава древесных и кустарниковых пород, в частности для сосны обыкновенной; более 4 м – пески лесопригодны [Зюзь, 1990].

Деградация песчаных и супесчаных почв при дефляции (опесчанивание, сдувание плодородного гумусового более рыхлого слоя) усиливает неблагоприятные физические свойства легких почв, в частности, увеличивая их ρ_b и Т. Следовательно, будет и более трудным освоение этих земель не только под плодовые, но и лесные культуры.

5 2 6 Значение глубокого рыхления песков

Высокую плотность и твердость песков можно снизить рыхлением, которое на несколько лет снижает плотность и особенно их твердость, что важно для быстрого проникновения корней растений в глубокие слои. При рыхлении песчаной почвы на глубину 25 и 70 см корни овса углубились соответственно на 50 и 70 см. Урожай овса был значительно выше на участке с глубоким рыхлением.

В другом опыте с сосудами, где гумусовый горизонт (20 см) подстилался песком с пористостью 35–45%, корни пшеницы проникли тем глубже, чем выше была пористость. Соответственно урожай пшеницы возрастал следующим образом:

Глубина укоренения, см	25	45	65	85
Урожай, ц/га	25	30	33	32

Опыты с глубоким (до 150 см) рыхлением на Нижнеднепровских песках в засушливом 1953 г. с посадкой однолетних семян сосны крымской (контроль – посадка той же сосны по рыхлению на 60 см с закладкой торфа на 40 см) дали следующие результаты (табл. 7).

Рыхление почвы на глубину 30–70 см уже в первый год позволило корням углубиться на такую же или еще большую глубину. При рыхлении на 100–150 см корни достигли этой глубины на втором году жизни. Такой быстрый рост корней повышает устойчивость сосновых культур в засушливые годы, когда почва просыхает на 50–70 см что вызывает массовую гибель культур с мелким укоренением.

Положительная роль глубокой обработки сохраняется на несколько

Таблица 7. Зависимость приживаемости саженцев сосны от глубины рыхления песков

Глубина обработки почвы, см	Приживаемость в 1953 г., %	Высота в 1958 г.	Глубина укоренения, см			Масса в 1958 г., г		
			1953 г.	1954 г.	1958 г.	Всего раст.	Хвои	Корней
150	85	90	88	142	155	1950	455	158
100	73	63	82	108	156	812	185	101
70	71	54	69	90	110	612	137	78
50	61	53	53	61	94	520	127	68
30	55	45	43	45	78	303	71	33
Торф	74	51	45	55	82	436	102	57

Таблица 8. Приживаемость и сохранность саженцев сосны в зависимости от способа подготовки почвы

Способ подготовки почвы	Приживаемость в 1951 г., %	Сохранность, %		Высота средняя, см		Диаметр у земли в 1954 г.	Масса среднего дерева в 1954 г.		
		1954 г.	1957 г.	1954 г.	1957 г.		Общий	Хвои	Корней
Вспашка 50 см	96	80	77	88	193	3,0	465	236	50
Вспашка 25 см	95	46	46	56	143	2,0	105	57	13
Мелкие борозды	94	42	42	52	138	1,5	88	46	11

лет, как это видно из следующих данных опыта, заложенного М.М. Дрюченко [1962], в южной лесостепи на Чугуевских песках Сев. Донца с посадками сосны в 1951 г. (табл. 8).

Твердость песков при рыхлении уменьшилась с 20 до 9 кг/см² и даже через четыре года T не превышала 12 кг/см². Плотность уменьшилась до 1,23 г/см³ против 1,5 г/см³ в необработанной почве [Миронов, 1970]. При глубоком рыхлении усиливаются процессы выветривания песков и доступность тех минимальных запасов элементов зольной пищи, которые имеются в кварцевом песке. Корни охватывают большой объем песка, соответственно усиливается физиологическая активность корней и хвои. В результате масса корней возрастает в три раза, масса хвои в четыре и древесины в пять раз. Если надземная масса (без хвои) сосенок без рыхления составляла 66% от веса корней, то при рыхлении она увеличилась до 130%. Таким образом, глубокое рыхление ослабило торможение роста сосенок, вызванное высокой плотностью, бесплодностью песка, существенно воздействовало на физиологическую активность

корней и ассимиляционного аппарата (хвои), что сказалось на размерах (массе) всего растения. Непропорциональное увеличение массы кроны, благодаря улучшению жизнедеятельности корней и хвои, свидетельствует о прогрессивном развитии всей биологической системы на основе взаимной стимуляции.

Во избежание дефляции легких почв следует проводить глубокое рыхление безотвально и не осенью, а весной,

Для улучшения приживаемости и роста культур сосны на степных песках Н.Ф.Кулик, Н.С.Зюзь, Г.И.Соломахина [1979] предложили создание искусственных корнеходов и рыхление толщи кварцевых песков методом глубинного рыхления. Скважины на глубину 6 м (сеткой 6 на 6 м) дают возможность углубиться корнями сосны до грунтовых вод или до капиллярной каймы (5–6 м), тогда как в пески без рыхления корни глубоко не проникают.

Итак, рыхлением можно увеличить пористость песчаных почв на 6–8%, снизить плотность и особенно твердость, что весьма существенно для быстрого проникновения корней в глубокие труднопроницаемые слои почвогрунта.

Глава 6. Тепловые свойства песков

6.1. Теплоемкость и теплопроводность

От температуры почвы зависит поступление и передвижение воды и питательных веществ в корни растений, рост и дыхание корней, микробиологическая активность и др. Термический режим почвы играет важную роль и в жизнедеятельности высших растений, и в процессах разложения и гумификации растительных остатков.

Количество тепла, необходимое для нагревания 1 г абсолютно сухой почвы на 1°C, называют **удельной теплоемкостью** ($\text{Дж/г}^\circ\text{C}$, $\text{кал/г}^\circ\text{C}$). Количество тепла, необходимое для нагревания 1 м³ сухой почвы на 1°C, называют **объемной теплоемкостью** (Дж/м^3 ; кал/см^3 °C).

Объемная теплоемкость равна произведению удельной теплоемкости на плотность сложения сухой почвы. Различные компоненты почвы имеют неодинаковую теплоемкость (табл. 9).

Таблица 9. Теплофизические характеристики основных почвенных компонентов (по А.Д. Воронину, 1986)

Компоненты	Удельная теплоемкость,		Объемная теплоемкость,		Плотность, кг/м ³
	кДж/кг °C	кал/г	кДж/м ³ °C	г/см ³	
Кварц	0,74	0,18	2,0 10 ³	0,48	2,65 10 ³
Большинство почвенных минералов	0,80	0,19	2,1 10 ³	0,51	2,65 10 ³
Органическое вещество	2,50	0,59	2,7 10 ³	0,65	1,1 10 ³
Вода	4,20	1,0	4,2 10 ³	1,0	1,0 10 ³
Воздух (20°)	1,0	0,24	1,2	0,3 10 ³	1,2

Из почвенных минералов наименьшую удельную теплоемкость имеет кварц. Теплоемкость органического вещества в два раза и более выше теплоемкости минеральной части почв. Наибольшая теплоемкость у воды, наименьшая – у воздуха.

Различия объемной теплоемкости незначительны для органической и минеральной части почв. Объемная теплоемкость воды превышает теплоемкость воздуха более чем в 1000 раз.

Теплопроводность определяется как количество тепла (Дж), перенесенного через единицу площади в единицу времени под влиянием градиента температуры (Дж/м с °С). Теплопроводность твердой фазы почвы изменяется в пределах 2,43–0,38, воды равна 0,52, воздуха – 0,15 Дж/м с °С. Тепловые свойства почв, таким образом, зависят от минералогического состава, содержания органического вещества, влажности. Теплоемкость суглинистых почв выше чем песчаных, мелко-тонкозернистых песков выше грубозернистых; теплоемкость влажных песков всегда более высокая, чем сухих песков. Теплопроводность в песках значительная и она также увеличивается с увеличением влажности песков.

6.2. Зависимость тепловых свойств песков от влажности и плотности

Теплопроводность влажных песчаных почв пустыни при орошении в восемь раз выше по сравнению с сухими. Это оказывает положительное влияние на рост культурных растений при орошении. Скорость просачивания в теплый песок вдвое больше, чем в холодный: в тропиках пустыня зеленеет уже через три дня после муссонных дождей, а в средиземноморской пустыне – только через 10–15 дней. Корни растений в теплом песке растут гораздо быстрее, чем в холодном и таким образом успевают использовать относительно большую часть просачивающейся влаги [Благовещенский, 1958].

Влияние плотности сложения почв на теплопроводность слабее, чем влияние влажности. Лабораторные исследования показали, что теплопроводность растет с увеличением плотности тем сильнее, чем больше влажность. Теплопроводность слабоувлажненных песков почти не изменяется с увеличением плотности.

В дождливое, хотя и прохладное лето хорошо увлажненная песчаная почва прогревается быстрее и глубже, чем сухая почва в жаркое бездождливое лето. Точно также и амплитуда температурных колебаний в почве тем меньше, чем чаще выпадают летом осадки. Пески, увлажненные дождями или капиллярной подпертой влагой, никогда не нагреваются солнцем сильно. Сухие же пески даже в Полесье нагреваются иногда до 60, в степной зоне – до 70, в пустыне – до 80°С.

В зоне вечной мерзлоты способность песков сильно и глубоко прогреваться летом полезна: песчаные почвы здесь самые теплые, самые глубокооттаивающие, как это видно из данных мощности оттаивающего «деятельного слоя» (м).

Местоположение	Пески	Глины	Торфяные болота
На 73 параллели (берег Ледовитого океана)	1,2–1,6	0,7–1,2	0,2–0,4
На 63 параллели (Якутск)	1,4–2,0	1,2–1,8	0,6–0,8
На 55 параллели (между Якутском и Благовещенском)	3,4–4,0	1,8–2,5	0,8–1,0

Низкая теплоемкость и высокая теплопроводность песков обуславливает контрастный их термический режим: быстрое прогревание – быстрое остывание поверхности. Поэтому маловлагоёмкие сухие пески и песчаные почвы являются теплыми, а тяжелые влагоёмкие сырые почвы – холодными, теплоемкость последних высокая, агреваются они медленнее.

Песчаные почвы промерзают глубже, чем почвы тяжелые. И чем легче песчаная почва, тем глубже ее промерзание. Пески не заросшие растительностью сильнее и глубже охлаждаются зимой (игреваются летом), чем песчаные почвы под растительностью [Томашевский, 1931]. Но, у промерзших песков рыхлое сложение, их охлаждение не мерзлотное, а морозное, особенно в случае маловлагоёмких грубозернистых песков [Еруков, Морозова, 1978]. Такие пески легко бурятся почвенным буром. Сухой песок не промерзает даже в суровые зимы, он сдувается ветром в котловины, переслаиваясь со снегом. При замерзании пески не подвергаются пучению, в то время как при замерзании глинистых прослоев их объем увеличивается на 17% от первоначального. Песчаные прослои в суглинках, как «прерыватели» потока влаги из нижних горизонтов используются для борьбы с пучинами на дорогах.

Корни различных растений вымерзают при разной критической температуре: например, корни винограда гибнут при минус 5–7°C, тогда как корни сосны выдерживают температуру минус 15–20°C.

Подзимний полив почвы, например в садах и виноградниках в районах с умеренно-морозными снежными зимами уменьшает опасность вымерзания корней зимой. Это объясняется тем, что при замерзании одного грамма воды выделяется 80 кал тепла. Но в районах с суровыми и малоснежными зимами утепляющее действие подзимнего полива непродолжительно, а затем увлажненная почва промерзает сильнее и глубже, чем почва неувлажненная. Для борьбы с вымерзанием корней винограда и плодовых пород здесь надо применять снегонакопление, глубокую посадку растений и др.

6.3. Влияние растительности на температурный режим песчаных почв

Температурный режим почв в лесу существенно отличается от открытых участков и обусловлен различиями в составе древесных пород, сомкнутостью их крон, возрастом насаждений, напочвенным травяно-моховым покровом и подстилкой. Все эти факторы влияют на солнечную радиацию, поглощаемую лесом. Промерзают почвы в лесу менее глубоко, чем на открытом месте, оттаивают весной снизу вверх, а не наоборот. Почва в лесу прогревается в глубину до температуры 5° на севере на глубину 1–1,5 м, а на юге лесной зоны до 5–6 м.

В лесной зоне полог древостоя задерживает 70–99% 'солнечной радиации. В Каракумах в илаковых черносаксаульниках при наибольшем покрытии в среднем задерживается 24% солнечной радиации; в илаковых белосаксаульниках – до 8%, в эркекселиновых сюзено-кандымниках не более 2% солнечной радиации, приходящейся на верхнюю границу крон. Значения радиационного баланса под кроной черного саксаула ближе к ее периферийной части в 1,6 раза ниже, чем на межкрасновом пространстве. А по мере приближения к стволу его значения уменьшаются в четыре раза. В среднем в пустынных экосистемах поверхности почвы достигает примерно в 35 раз больше солнечной радиации, чем в лесных [Гунин, Дедков, 1978].

В лесной и степной зонах основная доля радиационного баланса тратится на суммарное испарение. В пустыне при малом количестве осадков, высокой скорости ветра, подвижности субстрата происходит быстрое иссушение песков. Вследствие этого затраты тепла на испарение в сюзено-кандымниках и илаковых белосаксаульниках практически равны нулю. Радиационное тепло в этих экосистемах расходуется главным образом на нагревание воздуха и песка. В черносаксаульниках при высоких значениях влажности воздуха и большом количестве фитомассы затраты тепла на суммарное испарение достигают 27% от величины радиационного баланса. В зоне смешанных лесов в типичных лесных массивах в летний период на суммарное испарение с деятельной поверхности затрачивается около 75% радиационного баланса [Раунер, 1965], в степях Забайкалья 50–68% [Мартьянова, 1976]. Таким образом, растительность в пустыне не оказывает смягчающего действия на температурный режим и влажность воздуха, а наоборот усиливает их напряженность [Гунин, Дедков, 1978].

Неодинаков и температурный режим песков в различных пустынных фитоценозах во все времена года. Весной, летом и осенью в дневные часы самые высокие температуры на почве отмечены в черносаксаульниках 42,4–66,1°C, самые низкие на поверхности барханных песков (цепей) 34,1–55,2°C, в белосаксаульниках 35,5–60,4°C. Ночью на поверхности песка самые низкие температуры наблюдаются в черносак-

саульниках 5,3–16,3°C, самые высокие – в сюзеново-кандымниках 5,9–20,2°C. В черносаксаульниках, отличающихся самым высоким покрытием почвы растительностью и наибольшей фитомассой, приземные слои воздуха и поверхностные слои почвогрунтов оказываются наиболее контрастными; открытые пространства в черносаксаульниках сильнее прогреваются днем и сильнее охлаждаются ночью. В более разреженных сюзеново-кандымниках и белосаксаульниках отклонения температур и влажности воздуха на межкроновых пространствах менее выражены, чем в черносаксаульниках. Высокие дневные и низкие ночные температуры в черносаксаульниках определяются низкими скоростями ветра и более слабым турбулентным теплообменом. В результате, этого приземные слои воздуха и поверхностные слои почвогрунтов быстрее и сильнее прогреваются днем и значительно охлаждаются ночью. В пределах сферы, занятой деревьями и кустарниками, колебания температур и влажности воздуха меньше, чем на межкроновых пространствах. В июле – августе суточная амплитуда температуры на межкроновых пространствах достигает 60–65°C; под кронами на 25–30° ниже. Днем под кронами температура на поверхности почвы на 14–27° ниже, а ночью на 1,5–4° выше, чем на межкроновом пространстве. Эти различия прослеживаются на глубину нескольких метров и во все времена года. Самыми «холодными» и с поверхности и в более глубоких слоях оказываются барханные цепи. Наличие высоких температурных градиентов в пустынных песках на глубине и по горизонтам в зависимости от структуры рельефа и растительности играет важную роль в переносе парообразной влаги и ее конденсации.

6.4. Отношение живых организмов к высокой и низкой температуре песков

Животные не выносят температуры воздуха более 54–55°C и тем более температуры поверхности песка 80°C. Ящерицы и змеи (удавчики) умирают за несколько минут при температуре песка 70–80°C и при температуре воздуха 40–45°. Рептилии, спасаясь от перегрева, зарываются глубже в прохладные слои песка или прячутся в тень кустов, а некоторые залезают высоко на ветви, обдуваемые ветром.

Растения более выносливы к сильному нагреву воздуха и песка. Эфемеры и низшие растения (мхи, лишайники, водоросли) растут и размножаются в ранневесенний период, когда температура корнеобитаемого слоя не превышает 30°C и при этом имеется влага. Многолетние эфемероиды, например песчаная осока, основную массу корней образуют глубже 25–30 см, где температура почвы не более 27–30°. Всходы и молодые побеги черного саксаула весной повреждаются уже при температуре 45–50°, а летом переносят температуру 65°, так как расте-

ния находятся в состоянии анабиоза – снижается фотосинтез, увеличивается количество связанной воды, повышается осмотическое давление [Никитин, 1966]. Днем с повышением температуры, благодаря увеличению осмотического давления в корнях и всасывающей их силы, корни растений могут использовать часть неусвояемой воды. В этом громадное биологическое значение высоких температур в пустынях [Благовещенский, 1958].

Большое влияние на снижение температуры почвы оказывает увлажнение. При дождевании даже в самое жаркое время дня в июле – августе температура почвы снижается на 12–14°. Устойчивое понижение температуры почвы достигается, если одновременно с увлажнением почвы обеспечивается затенение ее поверхности.

6.5. Значение высоких градиентов температуры на подвижность химических элементов питания

Повышение температуры ведет к резкому ускорению химических и биологических процессов и изменению физико-химических характеристик песчаных почв. При повышении температуры на каждые 10°C скорость химических и биологических реакций увеличивается в два – три раза. Но для большинства живых организмов температура выше 42–45° ведет к сильному их угнетению или гибели. Объясняется это денатурацией белков и разрушением ферментов.

При высоких температурах, особенно выше 31–33°, намного ускоряется окисление органических веществ, их минерализация. С увеличением температуры растворимость веществ твердой фазы в почвенном растворе повышается, а газов – уменьшается. Существенное уменьшение растворимости CO_2 в воде приводит к снижению концентрации угольной кислоты. В свою очередь это снижает активность водородных ионов, что приводит к значительному увеличению щелочности песков до $\text{pH} = 8-9$ при оптимальной ее величине для сельскохозяйственных растений 6,5–7,5 [Семергей, 1980]. Экспериментально установлено, что изменение равновесия в сторону повышения pH происходит при температуре 31–33° и выше. Уменьшение растворимости аммиака приводит при высоких температурах к большой потере азота, аммиачной воды и карбамида.

Интересно, что периодический сильный нагрев и облучение песков солнцем способствуют увеличению содержания воднорастворимого гумуса, подвижных форм калия, азота и фосфора.

По имеющимся наблюдениям в прогретом и иссушаемом солнцем золовом песчаном наносе, возникшем от развевания темно-каштановых супесчаных почв в Кустанайской области, количество легкорастворимых форм фосфора и калия в начале июля оказалось больше, чем в гумусовом горизонте почвы под золовым наносом (мг на 1 кг почвы):

	P_2O_5	K_2O
Эоловый нанос	0,020–0,023	27,7–61,4
Гумусовый горизонт А	0,014–0,021	13,6–51,2

Подобные данные были получены Е.А.Чакветадзе и Т.Ф.Якубовым [1962]: в скоплениях эолового наноса, возникших после 4–5 лет распашки темно-каштановых супесчаных почв, уменьшилось содержание физической глины, гумуса, валового азота, а содержание легко гидролизующего азота, подвижного фосфора и обменного калия увеличилось на 10–20%. Растения в вегетационных опытах дали больший урожай с малогумусного, но подвергшегося воздействию температуры и инсоляции песка эолового наноса, чем с темноцветной супесчаной, но погребенной почвы. Промерзание почвы также способствует переводу питательных веществ в легкодоступные для растений формы.

Глава 7. Водные свойства песков и легких почв

Почвенная влага – неотъемлемая и важнейшая часть почвы. Без воды невозможна жизнь почвы и существующих на ней и в ней организмов. Почвы тяжелые (глинистые и суглинистые) способны удерживать много воды, долго ее хранить, постепенно отдавая растениям; почвы легкие (супесчаные и песчаные) не способны накапливать в себе больших запасов воды, их водный режим неустойчив, но они могут отдавать растениям почти весь свой скудный запас воды. Одним и тем же количеством воды пески и легкие почвы промачиваются на значительно большую глубину, чем почвы тяжелые. Поэтому открытые, развеваемые пески даже в пустынях способны накапливать в себе запас пресных грунтовых вод, а флора и фауна песчаных пустынь разнообразнее и крупнее, чем в других типах пустынь.

Характеристике водных свойств и водного режима почв (в том числе песчаных) посвящено большое количество литературы: А.Ф.Лебедев [1936], М.П.Петров [1941], А.Г.Гаель [1951, 1980], А.А.Роде [1952, 1965], Н.А.Качинский [1970], Н.А.Огильви и В.Н.Чубаров [1963], А.М.Глобус [1969], Э.Н.Благовещенский [1958], Н.А.Воронков [1973, 1988], А.Д.Воронин [1984, 1986], А.Я.Орлов [1966], Н.Ф.Кулик [1979], И.И.Судницын [1964, 1979, 1988].

7.1. Силы, действующие на воду в почве

На воду в почвах действуют силы гравитационные, капиллярно-осмотические (особенно в засоленных почвах), внешнего атмосферного и механического (в набухающих почвах) давлений. Эти силы влияют на энергетическое состояние воды, которое оценивается давлением, или потенциалом почвенной влаги (Ψ).

Полное давление P складывается из сорбционно-капиллярного P_n , осмотического P_o и гравитационного P_r . Таким образом $P = P_n + P_o + P_r$, где P_n – измеряется тензиометрами и мембранными прессами, P_o – осмотически в почвенном растворе или косвенно по электропроводности, P_r – пьезометрами. Количественно давление почвенной влаги может быть выражено в атмосферах, в килопаскалях (кПа). Для выражения потенциала принимают энергию на единицу массы (Ψ_m) в джоулях на ки-

логграмм воды ($\text{Дж}\cdot\text{кг}^{-1}$). В некоторых случаях удобнее потенциал выражать как энергию на единицу объема (ψ_v) в паскалях ($\text{Па}\cdot\text{кг}\cdot\text{с}^{-2}\cdot\text{м}^{-1}$), а также в виде, $\lg(\psi)$ или рF-десятичного логарифма абсолютной величины ψ в сантиметрах водного столба ($1\text{ атм} = 101\text{ кПа} = 101\text{ Дж}\cdot\text{кг}^{-1}$).

Чем меньше влажность почвы и толщина пленки воды, тем более тонкие капилляры заполнены водой, тем прочнее она удерживается почвой и менее доступна растениям. Зависимость потенциала почвенной влаги (ψ) от влажности (W) можно выразить в виде кривых основной гидрофизической характеристики (ОГХ).

В определенных интервалах влажности действие тех или иных сил преобладает. Соответственно выделены следующие категории почвенной воды: адсорбированная прочносвязанная, пленочная рыхлосвязанная, пленочно-капиллярная, капиллярная, капиллярно-гравитационная [Воронин, 1986]. Граничные значения потенциалов почвенной влаги этих категорий выделяются в виде почвенно-гидрологических констант – максимальная адсорбированная влагоемкость (MAB), максимальная молекулярная влагоемкость (MMB), максимальная капиллярно-сорбционная влагоемкость ($MKCB$).

7.2. Категории почвенной влаги

Адсорбированная прочносвязанная вода удерживается адсорбционными силами и представляет максимальную адсорбционную влагоемкость (MAB). Содержание воды при ψ_{MAB} равно одному – трем молекулярным слоям воды с учетом того, что содержание воды в каждом следующем слое молекул меньше предыдущего и соответствует примерно 60% от максимальной гигроскопичности ($МГ$) почвы. Для песков это десятые доли процента влаги, удерживаемой силой более -100 атм, а для тяжелых почв 7–10%. Эта влага совершенно недоступна растениям.

Смещение ψ_{MAB} в сторону более низких величин с утяжелением почв (рис. 3) А.Д.Воронин [1986] объясняет увеличением положительной кривизны поверхности раздела воздух – вода по мере уменьшения размера элементарных почвенных частиц (ЭПЧ), приводящим к формированию пленки постоянной толщины при более низких потенциалах воды.

Пленочная рыхлосвязанная вода. На нее действуют поверхностные силы, обуславливающие не только наличие пленки вокруг ЭПЧ, но и менисковые (капиллярные) силы в «манжетах» воды на стыках почвенных частиц. Нижним пределом является адсорбированная прочносвязанная вода и соответствующий ей ψ_{MAB} , а верхний предел – максимальная молекулярная влагоемкость (MMB) и ψ_{MMB} . По мере утяжеления грунтов и почв значения ψ_{MMB} увеличиваются.

Давление влаги в песках при MMB (3–5%) – около -0,5 атм, при MAB (0,5%) возрастает до -100 атм; соответственно в супесчаных почвах давление влаги при MMB и MAB равно -2 и -200 (300) атм. При

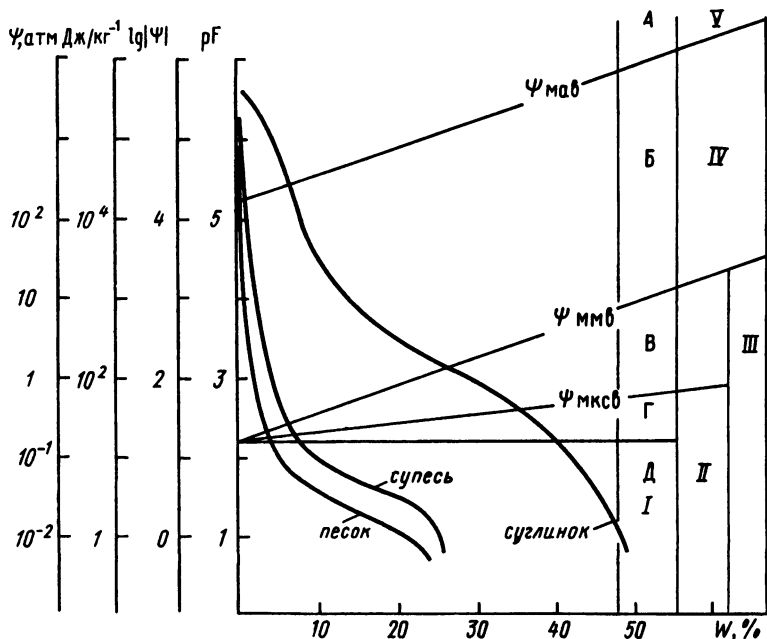


Рис. 3. Кривые зависимости капиллярно-сорбционного потенциала воды от влажности почвы (ОГХ).

Вода: А – адсорбированная прочносвязанная, Б – пленочная рыхлосвязанная, В – пленочная капиллярная, Г – капиллярная, Д – капиллярная гравитационная

Поры: I – инфильтрации, II – аэрации, III – влагопроводящие, IV – влагосохраняющие

уменьшении влажности песков на доли процента давление влаги увеличивается в десятки и сотни раз.

При оценке водных свойств песков широко пользуются величиной максимальной гигроскопической влаги (МГ). МГ соответствует тому наибольшему количеству парообразной влаги, которое может поглотить воздушно-сухой песок или почва из атмосферного воздуха при относительной влажности 96–98%. Минеральные частицы песка и почвы при МГ покрыты тонкой пленкой воды связанной молекулярными силами. Давление этой влаги достигает -50-(-60) атм. Чем больше в почве частиц мельче 0,01 мм (физической глины ФГ), тем больше поверхность твердой фазы и тем выше величина МГ [Гусиков, 1970]:

ФГ, %	2,9	4,4	5,5	6,6	7,6	8,7	9,6	10,5	14,1	16,8
МГ, %	0,55	0,63	0,69	0,70	0,95	1,31	1,65	2,01	2,50	3,10

Минимальные значения МГ в развеваемых бескарбонатных песках 0,15–0,20%. В гумусовых же горизонтах связнопесчаных почв МГ увеличивается до 1–2%, в почвах супесчаных – до 3–4%, в суглинках и глинах – до 10–30%. МГ – это крайний предел доступности влаги для большинства растений – ее «мертвый запас». Частично эту влагу могут использовать лишь растения пустынь – галоксерофиты, такие, как саксаул и другие представители семейства маревых.

Иссушение почвы до МГ происходит как от корневой десукции (отсасывания) влаги растениями, так и от физического ее испарения. Мощность иссушенного слоя до МГ поверхностного слоя развеваемых песков в степной зоне не превышает 5–6 см, а в пустыне 15–20 см и лишь при навевании песка больше 20 см.

По величине МГ рассчитывают обычно влажность устойчивого завядания растений (ВЗ). Потенциал давления влаги в песках, отвечающий ВЗ, достигает в среднем – 15 атм и в значительной мере зависит от granulометрического состава песков и почв, плотности сложения, температуры, а также от вида растений. Потенциал давления влаги в песках, отвечающий ВЗ, достигает в среднем – 15 атм и – 40(– 60) атм – при состоянии глубокого завядания растений. Начало же снижения относительной транспирации происходит при значениях потенциала («критического») на песках для ксерофитных растений – 12 атм и для мезофитных растений – 2(–6) атм; на супесчаных почвах соответственно при значениях – 11 и – 8 атм, что соответствует нижнему пределу оптимального диапазона увлажнения песков.

Различия в величине «критического» потенциала [Судницын, 1988] между гигрофитами и ксерофитами могут превышать 10 атм, а различия между почвами в среднем для разных растений составляют 3 атм как между песками и супесью, так и между супесью и суглинками.

При потенциале давления влаги в песке от –9 до –18 атм начинается отмирание тонких корней и частичное усыхание надземных частей растений. Однако если засуха наступает не резко, а постепенно, культуры сосны, например, способны пережить весьма сильное (до –40 – –50 атм) и длительное иссушение почвы. При этом от недостатка влаги рыжеет и опадает хвоя, усыхают мелкие ветки, но не корни, сохраняющие в центральной части живые клетки [Орлов, 1971].

Усыхание сосны происходит в большей мере на песчаных, а не супесчаных и суглинистых почвах, так как особенностью песчаных почв является чрезвычайно быстрый переход их от состояния достаточного увлажнения к резкому недостатку влаги: изменение потенциала влаги от –5 до –25 атм происходит при потере всего лишь 2% влаги в гумусовом и менее 1% в безгумусовых горизонтах.

Максимальная молекулярная влагоемкость (ММВ). Содержание пленочной рыхлосвязанной влаги увеличивается за счет утолщения пленки, но одновременно сокращается поверхность пленки и увеличивается поверхность менисков между частицами. Потенциал давления

воды, при котором происходит слияние менисков и заполнение водой пор А.Д.Воронин [1986] назвал потенциалом воды при ММВ ($\psi_{\text{ММВ}}$), а С.В.Нерпин [1966] – критическим потенциалом ($\psi_{\text{КР}}$). При потенциале близком или равном $\psi_{\text{ММВ}}$, наблюдается переход пленочно-рыхлосвязанной влаги в область пленочной капиллярной. Эту область перехода обнаружил А.Ф.Лебедев [1936], предложивший методы ее определения: высоких колонн, центрифугирования и пленочного равновесия. Последний метод широко вошел в практику [Вадюнина, Корчагина, 1986].

В случае иссушения почвы при потенциале, равном или ниже $\psi_{\text{ММВ}}$, происходит нарушение сплошности заполнения водой основного объема пор между ЭПЧ, что приводит к разрыву капиллярной сплошности между различными участками воды. Следовательно, влажность при потенциале ММВ должна соответствовать так называемой **влажности разрыва капиллярной связи (ВРК)**. В интервале влажностей, близких к ВРК и ниже ее влияют преимущественно поверхностные силы и вода перемещается в основном по тонким пленкам.

Влажности ММВ и ВРК составляют для песков: среднезернистых 1–2%, мелкозернистых 2–3%, тонкозернистых 5–7% от массы. Давление влаги при ММВ в песках снижается до -0,3-0,4 атм.

Пленочно-капиллярная вода. Влажность почвы, при которой происходит смена капиллярно-сорбционного механизма удержания на капиллярный, А.Д.Воронин [1984] назвал максимальной капиллярно-сорбционной влагоемкостью (МКСВ). В тех случаях, когда ОГХ определяют на образцах с ненарушенной структурой или в песке – величина МКСВ близко совпадает с наименьшей влагоемкостью НВ.

Наименьшая влагоемкость (НВ) – то максимальное количество воды, которое может неопределенно долго удерживаться в равновесном состоянии в однородном почвогрунте после полного насыщения и свободного стекания гравитационной влаги вглубь при отсутствии испарения и подпора со стороны грунтовых вод.

Для кварцевого песка [Орешкина, 1963] средние величины НВ очень низки: крупнозернистой фракции 1–1,5%, мелкозернистой 2%, тонкозернистой 4–5%. В природных условиях пески обычно состоят из смеси нескольких фракций, поэтому НВ редко бывает у них ниже 2,5–3,5%, увеличиваясь в почвах связнопесчаных (глинисто-песчаных) до 5–7%, в легкосупесчаных 8–10%, супесчаных 12–16% от сухой массы, на песках полиминеральных карбонатных НВ на 1–3% выше, чем на кварцевых. В грубозернистых маловлагоемких песках НВ = 2,5–3,5% и совпадает с ВРК. По мере же утоньшения песчаных фракций и увеличения в них примеси глинистых частиц соотношения между средними величинами НВ и ВРК меняются:

	НВ	ВРК	ВРК в % от НВ
Пески среднемелкозернистые	3,3	3,3	91
Пески мелкозернистые	5,5	4,7	86
Пески тонкозернистые	6,1	4,8	79
Супеси пылеватые лёссовидные	11,1	6,3	57

В зависимости от величины НВ различают пески в степной зоне и в полупустыне: **низковлагодоемкие** (НВ менее 3–4%) – крупно- и среднезернистые, реже среднемелкозернистые. Такие пески почти не поддаются облесению сосной и не используются в полеводстве; **средневлагодоемкие** (НВ = 4–8%) – мелко- и тонкозернистые пески и связнопесчаные почвы. Пригодны для облесения, а частично и для некоторых ягодных и плодовых культур; **высоковлагодоемкие** (НВ = 8–16%) – тонкозернистые пылеватые пески и супеси. Пригодны без искусственного орошения не только под лесные, но и под полевые, плодово-виноградные насаждения и др.

Влага в песке, соответствующая НВ и выше, – основной источник жизнедеятельности растений на автоморфных песчаных почвах с уровнем грунтовых вод глубже 2–2,5 м. Потенциал давления влаги при НВ составляет -0,05–0,1 атм, а влагопроводность в 200 раз выше, чем при влажности завядания растений и потенциале давления -15 атм.

Однако наилучшего роста и наибольшей продуктивности травянистые и древесные растения достигают на песчаных почвах при увлажнении их до величины в 1,5–2,5 раза больше, чем НВ [Зайдельман, 1985]. Это возможно лишь на полугидроморфных почвах с глубиной летнего уровня грунтовых вод около 1,2 м и наличием капиллярной каймы мощностью около 60 см. Деревья, например сосна, формируют в кайме густую сеть сосущих корешков (метлы), обеспечивая себя полностью влагой на транспирацию.

Капиллярная вода (КВ). Такое увлажнение свойственно нижней части (10–15 см) капиллярной зоны (каймы), формирующейся над зеркалом грунтовых вод. Отсюда к верхней границе капиллярной каймы содержание влаги уменьшается до НВ. «Подпертая» капиллярная влага гидравлически связана с грунтовыми водами, поэтому при поднятии и опускании их уровня поднимается или опускается и капиллярная кайма. Верхнюю границу каймы в песчаных почвах легко установить в шурфах, вырытых до уровня грунтовых вод: через 1–2 ч стенки шурфа выше капиллярной каймы подсохнут, а кайма останется влажной.

В зависимости от гранулометрического состава мощность (высота) капиллярной каймы изменяется в следующих средних пределах (см): пески крупнозернистые 3–12, среднезернистые 30–40, мелкозернистые 60–120, супеси пылеватые 120–200; суглинки лёссовидные 200–350 см.

Высоту капиллярного поднятия влаги ($КВ_M$) можно определить и по формуле: $КВ_M = 0,05 \times ФГ \pm 0,4$, где $ФГ$ – содержание физической глины (%) – частиц размером менее 0,01 мм [Паракин, Кузнецова, 1989].

При годовой сумме атмосферных осадков менее 200–175 мм в полупустынях и в северных пустынях Прикаспия и Приаралья древесные породы (сосна, береза, лох, ольха) на вершинах и склонах песчаных бугров прижиться и расти не могут из-за недостатка почвенной влаги. Лишь в котловинах выдувания меж бугров с близким (0,7–1,2 м) уровнем грунтовых пресных вод возникают после многоснежных зим и весеннего высокого подъема уровня пресных грунтовых вод на дне котловин «выпоты капиллярной каймы», где культуры и самосев древесных пород приживаются и затем вырастают в куртинно-колковые насаждения. Но таких благоприятных по увлажнению лет бывает здесь лишь 3–4 за десятилетие. В обычные же по увлажнению и в сухие годы культуры гибнут, если не получают дополнительного полива из мелких колодцев – кудуков, вырытых тут же в котловинах выдувания меж бугров.

Полная водовместимость или полная влагоемкость (ПВ) – это количество воды, которое накапливается в песках при заполнении всех пор водой. Давление влаги здесь равно 0 и она свободно используется растениями. ПВ свойственна обычно горизонту грунтовых вод (зона насыщения), возникающему в результате просачивания атмосферных осадков через зону аэрации. Величина ПВ в песках 24–28%, в супесях 30–36%, в суглинках 36–46% от их сухого веса. Иногда вследствие защемления в порах пузырьков воздуха (3–5%) ПВ в песках бывает и несколько меньше указанных величин.

Увлажнение песков до ПВ свойственно не только зоне насыщения грунтовых вод. Оно может возникнуть на несколько дней в поверхностном (10–20 см) слое песков в виде капиллярно-подвешенной влаги [Васильев, 1952], если увлажняется сухой песок. Чем мелкозернистее песок, тем мощнее слой такой «подвешенной» влаги:

Размеры фракций песка, мм	1,0–0,5	0,5–0,25	0,25–0,10
Слой подвешенной воды, см	9–12	10–16	16–20

Стекание влаги вглубь ограничивается гистерезисом смачивания сухой поверхности песчинок. Нечто подобное может происходить и в толще песков, более или менее влажных, например, над прослойкой более крупнозернистого песка. На этом явлении образования слоя капиллярно-подвешенной влаги основан способ повышения влагоемкости однородных по гранулометрическому составу песков путем закладки в них прослойки – гравия, ракушечника или даже хвороста.

Глава 8. Передвижение воды в песках

Причина движения влаги – разность давлений влаги в слоях почвы, передвижение идет от участков с более высоким в участки с более низким давлением.

8.1. Водопроницаемость

Под водопроницаемостью понимают способность почв впитывать воду с поверхности и проводить эту воду от слоя к слою в ненасыщенных водой горизонтах и, наконец, фильтровать воду сквозь толщу, насыщенную водой. Поступление воды в ненасыщенную почву называется впитыванием воды в почву. Вода передвигается в вертикальном и горизонтальном направлениях под влиянием градиентов сорбционных и менисковых сил, а также гидростатического напора. Этот процесс характеризуется коэффициентом впитывания. Прохождение воды через водонасыщенные (до НВ) слои почв под влиянием сил гравитации и градиента напора называется **фильтрацией** и характеризуется коэффициентом фильтрации (мм/мин, см/с, м/сут). Водопроницаемость весьма изменчива и зависит не только от агрегатного и механического состава почвы, плотности, от распределения пор по диаметру, но и от температуры, влажности, степени засоленности почвы, от характера растительного покрова.

Наибольшей величины водопроницаемость достигает в крупнозернистых песках – до 15–20 мм/мин. Вот некоторые цифры водопроницаемости для песков разной крупности степной зоны, мм/мин:

крупно-среднезернистые	20–15
средне-мелкозернистые	12–9
мелкозернистые	7–5
тонкозернистые	4–2
супеси	2–0,5

На примитивных песчаных почвах, сформированных на мелко-среднезернистых песках Донских террас, водопроницаемость достигает 4,6 мм/ми, на дерново-степных почвах на древнезоловых мелкозернистых песках 2,2 мм/мин, на водораздельных суглинистых черноземах

0,4 мм/мин. Водопроницаемость барханных мелкозернистых песков в Каракумах варьирует от 5 до 9 мм/мин.

Песчаные почвы способны пропускать воды в 5–10 раз больше, чем суглинистые, особенно под лесом. Водопроницаемость на дерново-подзолистых песчаных почвах Белоруссии в поле равнялась 0,81, под лесом – 1,99 мм/мин, на суглинистых почвах соответственно – 0,18 и 0,23 мм/мин.

Так как интенсивность осадков редко превышает 1 мм/мин, то большей частью вода, даже при ливневых дождях полностью проникает в песок в месте ее выпадения, особенно в лесу. Лишь на крутых склонах бугров с сухим песком на поверхности, а также на заросших иссушенных песчаных и супесчаных почвах наблюдается поверхностный сток воды по уклону. Скорость фильтрации в песках пустынь превышает скорость испарения. Высокой фильтрацией и способностью впитывать осадки даже при большой их интенсивности и объясняется «высшая ценность» песков, как накопителей пресных грунтовых вод в аридных областях.

Вода в сухой песок проникает медленнее, чем в увлажненный. Наличие на поверхности сухих песчинок пленки прочносвязанной воды (МAB) и веществ, вызывающих гистерезис смачивания, вначале затрудняет водопроницаемость. Чтобы вода проникла в сухой песок на некоторую глубину, нужно, чтобы сухая почва сначала увлажнилась до величины НВ, а затем если поступление влаги сверху продолжается, почва увлажняется глубже, но опять-таки сначала до НВ и т.д.

Для влажного песка (при влажности ПВ) количество воды, необходимой для ее сквозного промачивания, может быть очень малым. Вода, попадающая на поверхность такой увлажненной почвы, продвигается вглубь как бы сплошной массой. Поэтому даже незначительное количество воды, пройдя в песок на несколько сантиметров, вызывает повышение влажности на значительное расстояние вдоль всего клина просачивания. Перенос воды в этом случае как бы подменяется передачей гидростатического давления.

Состояние влажности, равное ПВ, в зоне аэрации песков наблюдается редко. Даже после интенсивных дождей или активного снеготаяния полностью обводняется только незначительная верхняя часть зоны аэрации, а чаще влажность промачиваемого слоя остается выше НВ, но ниже ПВ. Скорость порового стока в пределах ПВ-НВ для песков определена в лабораторных условиях С.М.Проскурниковым [1948]:

Влажность песка, %	8,5	14	15	18	20
Скорость стока, мм/мин	0,31	2,04	2,94	6,12	6,24

Цифры свидетельствуют о том, что скорость вертикального стока в значительной степени зависит от влажности грунта и при снижении ее до НВ сток резко замедляется.

Стекание влаги под действием гравитационных сил в почвах, влажность которых менее НВ, многими авторами исключается [Коссович, 1912; Роде, 1965; Розов, 1936]. По другим данным [Долгов, 1948; Израэльсен, 1936] уменьшение влажности до НВ и ниже ведет не к прекращению стока, а к его резкому уменьшению. Возможность внутрипочвенного вертикального стока при влажности менее НВ в песках показана в работе И.Б.Ревута и др. [1960]. Н.Ф.Кулик [1979] установил, что незаросшие участки Нижнеднепровских песков пропускают к грунтовым водам в течение года до 235 мм осадков. При этом значительная часть осадков стекает при влажности зоны аэрации менее НВ.

М.К.Мельникова [1954] подчеркивает, что полевая влагемкость (синоним НВ) характеризует не запас влаги, а ту влажность почвы, при которой резко уменьшается скорость нисходящего передвижения воды. И.И.Судницын отмечает, что быстрое затухание скорости рассасывания воды – причина выделения важной константы НВ. Рассасывание воды продолжается до наступления термодинамического равновесия, соответствующего «истинной НВ» [Роде, 1960].

Б.В.Дерягин, М.К.Мельникова [1956], М.К.Мельникова и С.В.Нерпин [1965], изучая подвижность пленочной воды, установили, что на поверхности частиц твердой фазы почвы прочно удерживается только 10–15 молекулярных слоев воды, формирующих влажность в размере МГ. Влага последующих слоев (до 200–250) хотя и испытывает влияние поверхностных молекулярных частиц почвы, но обладает нормальной текучестью и подчиняется законам гидравлики и земного тяготения.

Лабораторные опыты [Кулик, 1979; Орешкина, 1963] подтверждают наличие вертикального стока воды в песках с влажностью выше МГ.

Вертикальный внутрипочвенный сток, вызванный гравитационным потенциалом, Н.Ф.Кулик [1979] условно подразделил на два вида: **поровой сток** (инфильтрация), наблюдаемый в диапазоне влажности между ПВ и НВ, для которого характерно перемещение влаги по капиллярам, и **пленочный сток**, наблюдаемый в диапазоне влажности между НВ и МГ, для которого характерно пленочное перемещение влаги.

Гравитационный сток играет важную роль в формировании под открытыми песками в аридной зоне линз пресных грунтовых вод.

В аридных районах, там, где мощность зоны аэрации превышает 6–8 м, возможны случаи перехода весеннего инфильтрационного порового стока в пленочный сток, так как количество поступающей воды недостаточно для увеличения влажности всей зоны аэрации до НВ. В таких случаях пополнение грунтовых вод будет осуществляться в течение года относительно равномерно. Возможно, что в пустынных условиях влага атмосферных осадков достигает грунтовых вод с глубоким залеганием (15–20 м) через несколько лет после их выпадения [Петров, 1941].

На Придонских и Приднепровских песках, незаросших растительностью, 150–235 мм осадков проходят к грунтовым водам. Половина из них приходится на весенний поровой гравитационный сток (инфильтра-

цию). Вторая половина осадков стекает в течение лета, осени и зимы в виде пленочного стока.

Под степным травостоем гравитационный сток отсутствует, пленочный – составляет 25 мм (до 100).

В незаросших песках Прикаспийской низменности к грунтовым водам проникает 40–120 мм осадков в год. Большая их часть (70–80%) поступает в виде пленочного стока, а во многих местоположениях, особенно на повышенных элементах рельефа, такая форма миграции жидкой влаги через зону аэрации является единственной. На заросших песках в грунтовые воды проникает всего 8–10 мм осадков в виде пленочного стока. В песчаных пустынях Средней Азии с мощной зоной аэрации пленочный гравитационный сток также является одной из самых существенных форм питания пресных линз грунтовых вод. Поступление пленочной влаги равно 6–20 мм/год и более [Нуннаев, 1979; Огильви, Чубаров, 1963; Чубаров, 1969, 1972].

О наличии сквозного потока жидкой влаги через зону аэрации открытых песков свидетельствует тот факт, что эта зона над линзами пресных вод, которые формируются здесь, обычно обессолена. Вынос солей обеспечивается передвижением жидкой влаги. Скорость выноса солей для Терско-Кумского междуречья определена В.И.Петровым [1971].

В северных районах, где песчаные массивы имеют развитую гидрографическую сеть, пленочный гравитационный сток через грунтовые воды должен существенно влиять на динамику меженного уровня открытых водоемов.

Величина пленочного стока по сезонам в некоторой степени меняется вследствие термоградиентного переноса влаги. Весной и летом термоградиентный перенос влаги направлен сверху вниз и может усиливать пленочный сток, а осенью и зимой, наоборот, замедлять.

По исследованиям Н.Ф.Кулика [1979], пленочный сток влаги играет важную роль в формировании «мертвого» диспульсивного горизонта на песках, занятых растительным покровом. Растительность в данном случае является косвенным фактором формирования мертвого горизонта, изолируя его от атмосферных осадков. В аридной зоне, та влага, которая поступает в почвогрунт в течение осенне-зимнего сезона, обычно промачивает верхние 80–120 см и используется насаждениями в течение 2–3 месяцев. Нижележащие слои, лишенные регулярного пополнения водой, постепенно обезвоживаются, приобретая характерные черты «мертвого» диспульсивного горизонта.

Своеобразным экраном, препятствующим проникновению влаги в нижележащие горизонты, являются мерзлые слои. В степной зоне регулярно наблюдается уменьшение влажности на 1–1,5% в полуметровую толщину песка под мерзлыми слоями. Потери воды из них значительно больше, чем может быть перенесено вверх вследствие разности температур. Следовательно, значительная часть влаги уходит вниз в виде гравитационного пленочного стока. Такое же уменьшение

влажности под мерзлыми слоями наблюдалось в Северном Приаралье [Гаель, 1951].

Ниже импермацидного горизонта в песках наблюдается постепенное повышение влажности от ВЗ до НВ и далее – в капиллярной кайме до ПВ. Между импермацидным горизонтом и капиллярной каймой во всех случаях в естественных условиях формируется такой переходный горизонт. Мощность его колеблется от 1–2 до 5–6 м в слоистых отложениях среднеазиатских пустынь при мощности зоны аэрации более 15–20 м. Этот горизонт Н.Ф.Кулик назвал пленочной каймой. Основным фактором формирования пленочной каймы является гравитационный сток и подпор его на верхней границе капиллярной зоны.

Временная пленочная кайма может формироваться и выше границы капиллярной зоны в местах, где резко меняется механический состав почвы и возможно изменение скорости гравитационного пленочного стока.

8.2. Испаряемость и испарение

Испаряемость – это потеря влаги с открытой водной поверхности под воздействием инсоляции, температуры, ветра, влажности воздуха. Чем сильнее воздействие этих факторов, тем выше испаряемость. В пустынях Средней Азии она достигает 2000–1500 мм, в полупустынях – 1500–1000 мм, в степной зоне – 1000–600 мм, в лесостепной – 600–300, в лесной – 300–150 мм.

Испарение – это потеря влаги с поверхности почвогрунта под воздействием тех же физических факторов. Суммарное испарение объединяет биологическое испарение – транспирацию и физическое испарение только с поверхности почвы. Разделить эти элементы испарения сложно, осуществляются они одновременно и при расчете норм водопотребления учитываются обычно совместно. Наибольшей скорости и величины испарение достигает при влажности песка в диапазоне ПВ–НВ. При увлажнении же до ВРК испарение значительно снижается, а при влажности ВЗ–МГ почти прекращается.

Испарение больше в гумидных областях с нежарким дождливым летом, например, в лесостепной части Украины оно достигает 350 мм/год и превышает количество выпадающих осадков за вегетационный период. Наоборот, в аридных сухих зонах испарение с поверхности почвы невелико: в степной зоне 80–140 мм, в полупустыне 60–100 мм, в северной пустыне 50–90 мм, а в южной пустыне, где летом осадков почти не выпадает, 40–60 мм/год.

Испарение зависит от гранулометрического состава и влагоемкости песков. Чем грубозернистее пески, тем ниже их влагоемкость, тем меньше они теряют влаги на испарение. Например, для фракций песка 0,05–0,25, 0,5–1,0 и 1,0–2,0 мм испарение соответственно снижалось с

17 до 8 и до 6 мм. В Ногайской степи за летний период потери влаги на физическое испарение в зависимости от величины НВ составляет [Кулик, 1960]:

	НВ, %	Испарение, %
Пески крупнозернистые	3	< 5
Пески среднезернистые	3–4	5–10
Пески мелкозернистые	4–6	10–20
Пески тонкозернистые	6–8	20–25
Супеси лессовидные	10–12	>40

В песках на поверхности быстро образуется сухой мульчирующий слой, и чем больше мощность слоя сухого песка, тем ниже интенсивность испарения.

Толщина, слоя сухого песка, см*	Интенсивность испарения, мм/ч
Вода	0,9
0	0,7
1	0,15
2	0,07
3	0,05
4	0,025
5	0,006

*Влажность горизонта под сухим песком была равна НВ.

В основном на испарение расходуется влага осадков теплого периода года. А так как в южных пустынях с июня по октябрь дождей почти не бывает, то испарение здесь оказывается меньшим, чем в северных пустынях и полупустынях, где дожди выпадают и летом. Соответственно на испарение расходуется в южных пустынях 30%, в северных 40% и в полупустынях 46% от годовой суммы осадков.

Растительность песчаных пустынь приспособилась к такому режиму увлажнения, успевая завершить годовой цикл развития до наступления летней жары или переносят фазу плодоношения на осень. Если бы годовая сумма осадков в пустынях Турана распространялась более или менее равномерно по сезонам года, то для успешной жизнедеятельности всех жизненных форм растений от травянистых до крупных кустарниковых влаги могло бы не хватить.

Лишь в глубоких котловинах выдувания с выходом на дневную поверхность капиллярной каймы над уровнем близких грунтовых вод (менее 1% площади пустынь) испарение может достичь 2500 мм в пустыне и 1500 мм в степной зоне. При отсутствии же связи с грунтовыми водами

испарение даже с орошаемых песчаных массивов в пустыне не превышает 30% от испарения с орошаемых суглинистых почв. Объясняется это быстрым подсыханием поверхности песка после полива и образованием мульчирующего слоя.

При частых и сильных ветрах на ветроударных склонах барханных песков происходит сдувание сухого мульчирующего слоя и обнажение влажного песка. При этом потеря влаги на физическое испарение может оказаться большей, чем с менее передуваемых песков: в пустыне и полупустыне на 10–20%, в степной зоне на 30–40%.

Пески задерненные теряют влагу на физическое испарение на 10–20% меньше, чем пески голые, поскольку растения притеняют почву, снижая температуру песка и скорость ветра. По 22-летним наблюдениям Н.Ф.Кулика [1979], на испарение тратится с песков голых и задерненных: на степном Дону 120 и 105 и 138–126 мм, в полупустынях Сев. Прикаспия 101–86 и 112–97 мм, в пустынях Средней Азии 80–35 мм/год, за теплый период года – до 50% в зоне степной и до 60–75% в зонах полупустынь и пустынь. Остальное количество осадков расходуется на транспирацию.

Лесные насаждения еще больше, чем травяной покров, снижают испарение. Но так как в лесу значительная часть осадков тратится на смачивание стволов, сучьев, листьев (хвои), лесной подстилки, то общая сумма испарения в лесу может оказаться большей, чем с открытых песков. По тем же данным Н.Ф.Кулика, испарение под лесными культурами на степном Дону составляло 212–168 мм, а в Прикаспийской пустыне 156–105 мм. В годы же сильно засушливые (1946, 1951, 1965) испарение под лесными насаждениями превышало количество осадков вегетационного периода. Из 22 лет на степном Дону это происходило 7 лет, а в полупустыне – 14 лет. Поэтому в песках жарких пустынь Прикаспия деревья и кустарники существуют в основном за счет влаги, накопленной в холодную половину года. Посадки лиственных и хвойных пород здесь могут выжить лишь при дополнительном увлажнении из близких грунтовых вод или на искусственном поливе.

Испарение во многом определяется структурой растительного покрова. В Восточных Каракумах в сюзеново-кандымниках на подвижных барханных песках и илаковых белосаксаульниках на бугристых песках при низком покрытии почвы проекциями крон потери воды на физическое испарение достигают 68–79%, расход воды на транспирацию – 32–21%. В черносаксаульниках с более сложной структурой растительного покрова и высоким покрытием почвы проекциями крон потери воды на физическое испарение – ниже 34–37%, а на транспирацию – выше до 63–66% (вдвое выше, чем в белосаксаульниках!). В сухие годы удельный вес потерь воды на физическое испарение больше, а на транспирацию меньше (уменьшается и биомасса), во влажные – наоборот [Гунин, Дедков, 1978].

8.3. Конденсация и термоградиентный перенос влаги

Многие исследователи считали конденсацию водяных паров из атмосферного воздуха важным источником не только для жизнедеятельности растений, но и для накопления грунтовых вод. А.Ф.Лебедев [1936] в черноземах Одессы определил величину конденсации в 60–100 мм/год, И.И.Томашевский [1931] в песках Астраханских – 97 мм, В.Е.Сочеванов [1938] 60 мм, Э.Н.Благовещенский [1958] в Каракумских песках – 75 мм. Однако в расчетах этих исследователей были допущены ошибки и неточности [Колосков, 1958, Роде, 1965; Кулик, 1979 и др.] и в настоящее время столь большого значения конденсации парообразной влаги из атмосферного воздуха в водном балансе почв и песков не придается. Новые экспериментальные исследования по поведению влаги и ее роли в общем водном балансе в песках приведены в монографиях Н.Ф.Кулика [1979] и И.И.Судницына [1964, 1979].

А.Ф.Лебедев [1936] различал два вида конденсации: сорбционную и термическую. Сорбционная или молекулярная конденсация парообразной влаги на глубину нескольких сантиметров или образование росы на микровыступах происходит ночью при понижении температуры воздуха и песка. Этот вид конденсации в наибольшей мере проявляется на берегах морей и крупных озер, где влажность воздуха намного выше, чем внутри континентов. Так, на дюнных песках африканского побережья Средиземного моря, за одну ночь с 1 м² конденсируется 45 г воды. Однако в переводе на слой воды, это составит всего лишь 0,05 мм. Кроме того, вода из песков, увлажненных за ночь на глубину 2–3 см, после восхода солнца быстро испаряется, не успевая в заметном количестве быть использованной растениями на корневую десукцию.

Тем не менее при испарении конденсированной воды несколько увеличивается влажность воздуха и снижается расход растениями влаги на транспирацию. В удалении же от моря в континентальных пустынях с низкой относительной влажностью воздуха сорбционная конденсация проявляется отчасти лишь в понижениях между песчаными грядами, куда ночью стекает охлажденный воздух [Кулик, 1979].

Термическая конденсация водяного пара происходит внутри самой почвы или песчаной толщи и связана с наличием термического градиента, поскольку годовая амплитуда колебаний температур распространяется в песках степной зоны на глубину до 6 м, в пустыне до 13 м. При этом в результате разности температур в поверхностных и глубинных слоях почвы и грунта и возникает термоградиентный перенос влаги. Процесс этот (конденсация) наиболее активно протекает в аридных областях с резким сезонным и суточным колебанием температур и с высоким дневным их максимумом. Одновременно сильно изменяется упругость водяного пара: при повышении T от 0 до 20°C она составляет 5–20 мм, а при $T = 40\text{--}60^\circ\text{C}$ повышается до 50–60 мм рт. ст. Максимум су-

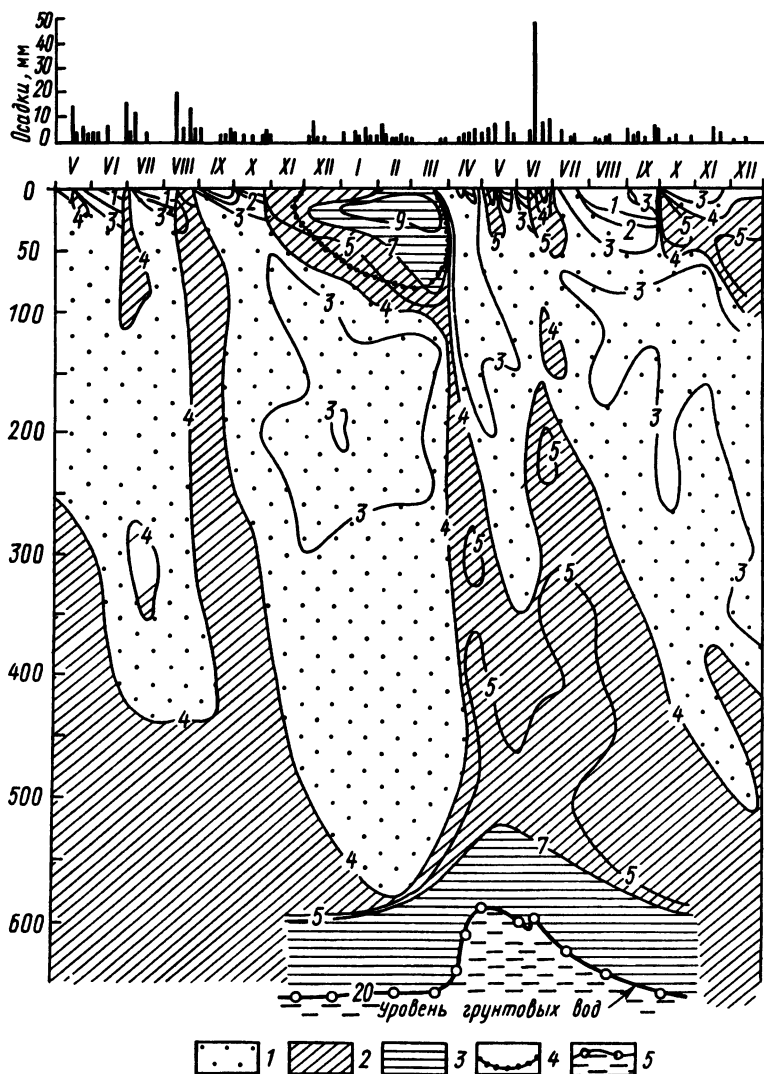


Рис. 4. Динамика влажности (% от сухой массы) и промерзание песка на вершине песчаного бугра с редкими псаммофитами (Урда)

1 – сухо (до $B_3=0,7\%$) и слабо-свеже (1–2%), 2 – влажно (2–4%), 3 – сыро-капиллярная влажность (5–20%), 4 – глубина промерзания песка в зиму 1951–1952 гг., 5 – горизонт грунтовых вод и зона насыщения с полной влагоемкостью (ПВ=21–22%)

точных температур не проникает в пески глубже 30–40 см, совпадая со слоем с максимальной упругостью водяного пара. При высыхании на глубину 5–7 см резко сокращается испарение влаги с его поверхности.

Среднемесячная температура песка в южной пустыне Каракум на глубинах от 10 до 160 см изменяется по сезонам следующим образом: в январе с 2 до 14°, в апреле с 20 до 17°, в июле с 37 до 27°, в сентябре с 29 до 24° [Попов, 1988]. Соответственно происходит и миграция водяного пара: весной и летом от поверхности в глубь песка, а осенью и зимой – из глубоких слоев к поверхности. Именно этот восходящий поток вызывает конденсацию водяного пара в верхних слоях, а пески интенсифицируют осеннюю вегетацию и плодоношение саксаула, черкеза, полыни и др. («осенняя весна»).

В полупустынях Калмыкии осенне-зимняя конденсация водяного пара в 1–3-метровой толще суглинистых почв составляет 18–20 мм, а в почвах супесчаных в 2–3 раза меньше [Лачко, 1988]. Следует, однако, учитывать, что содержание доступной растениям свободной воды (НВ-ВЗ) в маловлагодомных легких почвах и в песках может оказаться даже большим, чем в почвах тяжелых влагоемких, к тому же в аридных областях обычно карбонатных и нередко с гипсовым горизонтом. Коэффициент аккумуляции влаги холодного и теплого периодов года здесь оказался для почв суглинистых 0,59, а песчаных – 0,70. Физическое же испарение влаги из почвы суглинистой превышало таковое из почв супесчаной и песчаной, с почти равной нисходящей и восходящей отгонкой пара.

В Северном Прикаспии и в Приаралье зимой пески промерзают на глубину 0,7–1,2 м, превращаясь в верхнем 20 см слое в ледяной песчанник за счет конденсации в нем водяных паров в количестве в 3–4 раза превышающем величину НВ. При этом снижается уровень грунтовых вод, залегающих на глубине 4–6 м, и уменьшается влажность в толще песка над капиллярной каймой. Весной же от таяния оледеневшего слоя увеличивается влажность всей толщи песка и повышается уровень грунтовых вод, как это показано на рис. 4.

Глава 9. Водный режим песков

Водным режимом почв называется совокупность всех явлений поступления, передвижения, расходования и других измерений состояния влаги в почве.

9.1. Типы водного режима

Г.Н.Высоцкий выделял четыре типа водного режима для «нормальных» (суглинистых) почв: 1) промывной (пермацидный); 2) периодически промывной (альтерно-пермацидный); непромывной (импермацидный); 4) выпотной (эксудационный).

А.А.Роде [1952] увеличил число типов водного режима до шести, связав их с отношением суммы осадков к величине испаряемости по природным зонам, т.е. с коэффициентами увлажнения КУ:

1) мерзлотный ($KУ \gg 1$) – с неглубоким летним оттаиванием в тундре; 2) промывной ($KУ > 1$) – с атмосферно-грунтовым питанием в лесной зоне; 3) периодически промывной ($KУ > < 1$) – с атмосферно-поверхностным питанием в лесостепной зоне; непромывной ($KУ < 1$) – с атмосферным в зонах степной, полупустынной и в пустынной; 5) десуктивно-выпотной ($KУ \ll 1$) с грундово-атмосферным питанием в сухих зонах для незасоленных лугово-степных и луговых почв; 6) выпотной ($KУ \ll 1$) – с грунтовым и атмосферным питанием в сухих зонах для луговых солончаковых почв.

Но можно идти еще дальше и выделить: типы водного режима песков, пойм и т.д. В самом деле, если в почвах тяжелых (суглинистых и глинистых) промывной режим проявляется лишь во влажных (гумидных) зонах, то для почв легких (песчаных и супесчаных) он распространяется и в сухие (аридные) зоны, то же можно сказать о периодически промывном типе – он проникает тем дальше в аридные зоны, чем грубозернистее пески и чем меньше в почвах на песках содержится глинистых частиц. Одним и тем же количеством осадков пески и почвы на песках промачиваются намного глубже, чем почвы на суглинках и глинах. Малые осадки (до 5 мм) на тяжелых почвах неэффективны, особенно если последние склонны к образованию на поверхности плотной корки, а ливневые дожди в значительной мере теряются на поверхностный сток. Поэтому в аридных зонах почвы на песках оказываются са-

мыми «влажными», а в гумидных – к северу от лесостепи – самыми «сухими». Однако во всех зонах водный режим песчаных почв атмосферного питания неустойчив и жизнедеятельность растений в сильной степени зависит от частоты и интенсивности осадков.

Так как в отдельные годы количество осадков значительно отклоняется от средне-многолетней «нормы», то в годы сильно засушливые в почвах даже промывного режима могут возникать сухие прослойки, а в годы особо влажные в почвах непромывного режима возможно уменьшение мощности и даже исчезновение импермацидных горизонтов. Н.Ф.Кулик [1979] для аридных областей России и сопредельных государств выделил кроме двух основных еще два переходных типа водного режима со следующим колебанием числа случаев промачивания зоны аэрации за 21 год (табл. 10).

Таблица 10. Типы водного режима песков аридной зоны

Средний многолетний тип водного режима	Число случаев с типом водного режима	
	Промывной	Непромывной
Промывной	21–16	0–5
Периодически непромывной	15–11	6–10
Периодически промывной	10–6	11–15
Непромывной	5–0	16–21

В целом для 60–70% площади песчаных территорий степной зоны свойствен промывной и периодически непромывной тип, а на более чем 70% площади пустынь Средней Азии доминирует непромывной тип водного режима. Сквозная инфильтрация осадков осуществляется здесь только на оголенных и слабо заросших песках, а также в пределах близководных пойм и морских колебаний.

9.2. Водный режим песков и легких почв по природным зонам

9 2 1 Тундра и лесная зона

Тундровая зона ($KY > 1$). Почвы оттаивают неглубоко и поздно, нередко лишь к середине лета, с формированием надмерзлотной верховодки. Раньше других и глубже оттаивают и увлажняются до НВ песчаные почвы лишайниковой тундры. Летом возможно их иссушение до ВЗ на глубину 20–40 см, тогда как почвы на суглинках иссушаются мельче и лишь до ВРК.

Лесная зона ($KY=1,4-1,5$). Суглинистые почвы в приходной части баланса получают осадков 730–430 мм и от подтока грунтовых вод 30–90 мм. В расходной части на десукцию тратится 30–40%, на задержание кронами 22–25%, на испарение с напочвенного покрова 12–14%, на сток почвенный, грунтовый и поверхностный соответственно от годовой суммы осадков 2–24; 14–18%. Летом в периоды бездождя эти почвы иссушаются до ВЗ на глубину до 50 см (под клевером до 1 м и более), а после вырубки леса или после пожаров заболачиваются. В целом водообеспеченность тяжелых почв удовлетворительна.

Песчаные почвы атмосферно-грунтового питания ($УГВ < 1,2-1,5$ м) промачиваются весной до КВ-НВ, летом просыхают до 20–30 см и осенью вновь насквозь увлажняются с поступлением в грунтовые воды 250–300 мм/год. Водообеспеченность таких почв в нормальные годы хорошая. Этого нельзя сказать о почвах песчаных атмосферного увлажнения ($УГВ > 1,5-2$ м), несмотря на то что их сквозное промачивание наблюдается постоянно весной и периодически осенью. После снеготаяния и интенсивных осадков, особенно в случае сильного иссушения перед этим, увлажнение почв происходит быстро на большую глубину, но распределение влаги при этом неравномерное, скачкообразное. В поверхностном слое 0–30 см содержание влаги может варьировать от МГ до ПВ. Этот горизонт промачивания Г.В.Еруков [1979] выделил как горизонт капиллярно-разобщенной подвешенной влаги. Медленное стекание влаги в нижележащем слое приводит к постепенному выравниванию влажности - горизонт рассасывания влаги (НВ-ИНВ).

Весеннее и летнее нерегулярное сквозное промачивание, неравномерное закрепление влаги, иссушение летом до глубины 50–80 см, характеризуют водный режим песчаных автоморфных почв в этой зоне как неустойчивый [Орлов, Кошельков, 1971] и даже стихийный [Григорьев, 1986]. В засушливые годы даже сосна на таких почвах испытывает недостаток влаги. Оптимальные условия создаются, когда песчаная почва с глубины 0,6–1,2 м подстилается глиной или другой водоупорной породой. Весной на таком водоупоре формируется верховодка с капиллярной каймой, почти достигающей поверхности песчаной почвы. Урожай полевых культур на «двучленных» почвах при их известковании, внесении торфа и минеральных туков не уступает урожаям на так же удобренных суглинистых почвах.

9.2.2. Лесостепная зона

Лесостепная зона наиболее благоприятная по соотношению тепла и влаги зона (годовой $KY=1$). В европейской части России длительность вегетационного периода на 2–2,5 месяца (с половины апреля до половины сентября) больше, чем в Сибири. Водный режим суглинистых почв, как и супесчаных, периодически промывной с максимальным весенним

запасом влаги – 662 мм, минимальным – 386 мм и мертвым запасом 323 мм, ДАВ – 340 мм. Приход влаги под лесом больше, чем в поле, но и расход под лесом также больше. С мая по октябрь лесом расходуется 590 мм, а полевыми культурами 380 мм.

Водный режим песчаных почв – промывной. На них растут хорошие сосновые леса, особенно на карбонатных полиминеральных песках, как, например в Бузулукском бору Самарского Заволжья.

Иссушение песков под сосной прослеживается до глубины 3–4 м, более глубокое, чем почв, сформированных на бедных кварцевых песках Среднего Дона и Прииртышья (глубина их иссушения 2,5–3 м.) Но даже в засушливые годы доступная растениям влага используется только из верхнего 40–60 см слоя. Ограничивающим фактором потребления влаги из глубинных слоев почвы является неравномерная насыщенность корнями почвогрунта и свойственная пескам малая подвижность подвешенной влаги. Только в местах сосредоточения корней песок иссушается до ВЗ уже в начале вегетационного периода. На расстоянии корней до 10–12 см песок осушается до 65–70% НВ, В дальнейшем, несмотря на высокие потребности сосны во влаге, влажность песка уменьшается очень медленно и в основном за счет расширения зоны иссушения вокруг корней. Следует говорить не только о потенциально доступной влаге, но и фактически доступной влаге в песках [Воронков, 1973, 1988]. Нижний предел фактически доступной влаги ограничивается возможным предельным иссушением почв данным фитоценозом (характером строения корневой системы).

Следовательно, даже в районах лесостепи в засушливые годы древесные растения на песках в течение продолжительного времени существуют в условиях недостаточного увлажнения. Несмотря на это, даже по дюнам бонитет сосновых насаждений в Бузулукском бору достигает I–II класса, а по супесчаным почвам, подстилаемым лессовидным суглинком или пермскими карбонатными пестроцветными породами, бонитет сложных (с ярусом дуба и липы) сосняков – до класса Ia. Однако в лесостепной зоне серьезным конкурентом для сосны по дюнам становятся степные злаки, которыми после пожара или рубки леса зарастают на несколько лет, и иногда и десятилетий, что затрудняет естественное возобновление и заставляет прибегать к посадкам сосны.

9.2.3. Степная зона

Степной зоне характерна засушливость климата, о чем свидетельствует и коэффициент увлажнения: годовой 0,6–0,5, а летом даже 0,2–0,3. Суглинистые черноземные почвы под целинной растительностью весной увлажняются только на глубину 1–2 м, а темно-каштановые и каштановые почвы на 0,5–1 м. В этом пермакцидном слое почвы и сосредоточена основная масса корней растений и почвенная биота. На нижней

границе этого слоя формируется карбонатный горизонт белоглазки, а под ним сухой имперацидный горизонт. Критический минимум влагообеспеченности для ранних зерновых культур здесь 200–240 мм (в лесостепи был 150–180 мм), тогда как для оптимальной водообеспеченности растений необходимо 500–800 мм влаги. Супесчаные степные почвы промачиваются на глубину 1,5–2,5 м, связнопесчаные – на 2–4 м, а пески голые и слабо заросшие – насквозь, питая влагой грунтовые воды (200–100 мм/год). Именно по песчаным почвам надпойменных террас в долинах степных рек и проникают далеко на юг галерейные сосновые леса. В Сибири они существуют даже при годовой сумме осадков 270–300 мм, благодаря меньшему здесь расходу влаги на транспирацию вследствие сокращения вегетационного периода и смещения максимума осадков на июль.

К началу вегетационного периода влажность дерново-степных почв под сосновыми насаждениями на Доно-Арчединском песчаном массиве близка к НВ, что соответствует 50–60 мм в метровой толще песка. В результате летнего иссушения под 60 летними культурами сосны запасы влаги в этом слое снижаются до 15–25 мм, а в слое 1–2 м – до 40–60 мм. Большее иссушение верхнего метрового слоя песка объясняется тем, что в нем сосредоточено до 91–93% всех корней, имеющих в толще (0–1,5 м) [Судницын и др., 1979]. Летние осадки почти полностью перехватываются кронами деревьев и самым верхним пересохшим горизонтом почвы, откуда быстро испаряются. Поэтому запасы влаги остаются летом низкими. Таким образом, культуры сосны на песках в зоне сухой степи в условиях глубокого залегания грунтовых вод испытывают резкий недостаток почвенной влаги на фоне атмосферной засухи, что ведет к преждевременному их старению. Молодые посадки сосны с неглубокой (0,6–1 м) корневой системой в засушливые годы резко снижают рост. Посадки сосны становятся более устойчивыми лишь с 14–16 летнего возраста, когда корни проникнут на глубину 2–4 м, рубки ухода, проведенные за один – два года до наступления засухи, снижающие запас ассимиляционной массы хвои с 25–15 до 10–7 т/га, значительно уменьшают потребность во влаге на транспирацию, что также способствует устойчивости лесных насаждений к засухе. Однако на естественное возобновление сосны на автоморфных песчаных почвах в подзоне сухой степи практически уже нельзя рассчитывать, а лесные культуры удаются лишь при самом тщательном в течение четырех-пяти лет удалении трав многократными культивациями почвы в широких (2,5–3 м) междурядьях.

9.2.4. Полупустынная зона

Годовой коэффициент увлажнения в этой зоне снижается до 0,3–0,2, а в летние месяцы до 0,1. Летом средняя влажность воздуха ниже 40%, а днем опускается до 8–5%. Зональные светло-каштановые и бурые суг-

линистые почвы большей частью солонцеваты, много солонцов. Растительность ксерофитная – злаково-полукустарничковая. Глубина промачивания почв весной не превышает 0,3–0,8 м. Земледелие без орошения неустойчиво. Для богары наиболее пригодны супесчаные почвы – менее солонцеватые и глубже промачиваемые весной. Но так как при распашке они легко подвергаются дефляции, то нуждаются в защите густой сетью 2–3-рядных лесных полос из вяза мелколистного, лоха, тамарикса, саксаула, закладываемых через 50–100 м.

Лесоразведение массивное в полупустыне уже невозможно даже на маловлагодоемких развеваемых песках с промывным типом водного режима, поскольку для лиственных и хвойных древесных пород здесь потребовалось бы на транспирацию не менее 350–450 мм воды, что вдвое превышает годовую норму осадков, а оптимальная влагообеспеченность здесь равна величине испаряемости 800–1000 мм. Лишь в бугристых полуразвеваемых песках по котловинам выдувания после многоснежных зим с высоким весенним подъемом уровня пресных грунтовых вод (до 0,5–1 м) удавалось в Урдинских, Уильских, Больше-Барсуковских песках вырастить куртинно-колковые насаждения сосны, отчасти ольхи черной. Но площадь таких котловин не превышает 2% от всей площади бугристых песков. На более влагоемких (НВ=6–10%) карбонатных полиминеральных песках с минерализованными грунтовыми водами на глубине более 3–5 м в Северо-Каспийской низменности возможны культуры, экономно расходующие влагу на транспирацию, безлистных кустарников – джугзгуна, тамарикса, высаживаемых с размещением в рядах 1,5–2 м и междурядьями 6–10 м на глубину 60–80 см длинными окоренными черенками. И лишь на влагоемких (НВ=8–10%) обарханных песках с глубиной слабоминерализованных грунтовых вод 3–5 м возможна посадка кулис шириной 25–50 м – тополя евроамериканского и акации белой с широкими 5-метровыми междурядьями с оставлением межкулисных пространств как влагоносителей шириной 25–50 м.

9.2.5. Пустынная зона

Зоне пустынь (КУ<0,2) Казахстана и Средней Азии характерно чередование жаркого лета с малоснежной более или менее холодной зимой и жарких летних дней с прохладными ночами, тогда как в тропических пустынях человек и животные даже ночью лишены прохлады. В южных пустынях Турана летом в течение 4–5 мес (до 7) осадков почти не бывает и таким образом сберегается от физического испарения часть влаги, проникшей весной в почву. Максимальные температуры воздуха в Каракумах достигают 45°C, а на поверхности песка 75–80° а относительная влажность воздуха в жаркие летние дни опускается до 1–3%. В северных пустынях Казахстана летом осадки хотя и выпадают, но быстро расходуются на эваотранспирацию. Зональные суглинистые серо-

бурые пустынные почвы под эфемероидно-полукустарничковой растительностью промачиваются на глубину 0,3–0,6 м и уже к началу июня иссушаются до МГ. При этом возникший сверхдефицит влаги покрывается лишь осадками будущего года. На суглинистых почвах земледелие без орошения невозможно. Песчаные пустынные почвы промачиваются к весне на глубину, в два-три раза большую, чем суглинистые. В 1987 г. (сухом) в южной пустыне Каракум пески под кронами кустарников были промочены до 60 см, под илаком – до 105 см, барханные пески без растительности – до 180 см. Поэтому кроме травянистых эфемероидов и эфемеров на песчаных почвах могут расти кустарники и даже деревья. Большинство их летом впадает в анабиоз, резко снижая потребность во влаге на транспирацию. На барханных же песках растут и несбрасывающие летом листву деревья акации песчаной, а также крупные транспирирующие и летом многолетние злаки (аристиды).

Облесение пустынных песчаных почв, например, в случае, когда древесно-кустарниковый ярус (саксаулы, кандымы) на них вырублен на топливо, возможно по распаханым трехметровым полосам с уничтоженной дерновинной корневищной осоки – сильнейшего конкурента за влагу. Кустарниковые полосы размещаются через 10 м друг от друга. Облесение барханных песков, содержащих во всей толще влагу, производится посевом семян (плодов) и посадкой сеянцев или окоренных черенков очагами в местах слабого переметания песка с расчетом на дальнейшее их распространение самосевом. Если же необходимо сплошь закрепить подвижные пески, то посевы и посадки кустарников производятся в механических защитах или с применением химических цементирующих покрытий, прекращающих подвижность песков.

Глава 10. Грунтовые воды песков

10.1. Общие положения

Пески во всех климатических зонах самые надежные накопители и хранители грунтовых вод. В сухом же климате массивы песков нередко единственное место нахождения пресных грунтовых вод. Действительно, в то время как глинистые, щебнистые, солончаковые пустыни на десятках и сотнях километров лишены пресной воды, в песках ее можно найти почти всюду.

Великолепное качество и доступность грунтовых вод в песках не только в степной, но и в полупустынной и пустынной зонах, – одна из причин постоянного устремления в пески человека – вначале первобытного охотника, затем скотовода – номада. Даже в южной пустыне Каракум имеются линзы пресных грунтовых вод, и некоторые из них достигают площади 2000 км².

Грунтовые воды на песчаных массивах поровые пластовые в отличие от трещинных (жильных или инфлюкционных) в скальных породах. Движение грунтовых вод в рыхлых породах обычно ламинарное, в плотных трещинных породах – турбулентное. По геологическим условиям залегания выделяют три основных типа подземных вод. верховодку, пластовые грунтовые воды и напорные артезианские воды.

Верховодка обычно формируется весной в зоне аэрации. В результате она часто не имеет хорошо выраженного водоупора и представляет собой почти подвешенную гравитационную воду, которая может временно удерживаться над иллювиальным горизонтом или над более плотной (а иногда и над более рыхлой грубозернистой) прослойкой. Верховодка к осени обычно иссыкает, расходуясь на испарение, корневую десукцию и на глубинный сток (просачивание). Чем менее влагоемка порода, тем быстрее иссыкает верховодка. После сухой осени и мало-снежных зим верховодка обычно не образуется.

Пластовые грунтовые воды песков большей частью в основании имеют водоупор. Мощность зоны насыщения песков грунтовой водой 3–15–30 м и более. Нередко в ней встречаются линзы и прослои аллювиального и делювиального суглинка, обычно они выклиниваются, не образуя водоупора. В отличие от верховодки грунтовые воды, хотя и снижают свой уровень к осени, особенно в засушливые годы, но полностью не иссыкают. Это «пояс устойчивого насыщения литосферы». Если

такой «пояс» вместе с капиллярной каймой над ним залегает настолько близко к поверхности почвы, что принимает участие в гидроморфном почвообразовании, он называется «почвенно-грунтовыми водами». Они отличаются от «собственно грунтовых вод» тем, что вторые залегают глубоко от поверхности автоморфной почвы, отделяясь от них более или менее мощной зоной аэрации и таким образом не принимают непосредственного участия в процессе почвообразования.

Первый от поверхности уровень грунтовых вод в гумидных областях обычно залегает выше (или на том же уровне) воздействия местного эрозионного вреза местных рек; в этом случае поток грунтовых вод питает реки. Лишь в экстрааридных областях южных пустынь уровень грунтовых вод залегает ниже современного эрозионного вреза транзитных рек; в этом случае реки питают грунтовые воды, а не наоборот. Например, Амударья в Туркменских Каракумах питает грунтовые воды пустынь.

Артезианские воды – это межпластовые воды, находящиеся под более или менее значительным напором. Для их образования необходимо: 1) наличие проницаемого слоя, в который вода могла бы поступить и перемещаться; 2) наличие водоупорных слоев – покровного и подстилающего; 3) чашеобразное, мульдообразное или односторонне-наклонное залегание комплекса водопроницаемых и непроницаемых слоев с выходом на поверхность проницаемого слоя на более высоких отметках в областях питания, чем в областях распространения и разгрузки.

Обычно области питания артезианского бассейна приурочены к горным сооружениям, а области разгрузки – к низким базисам эрозии. Таковы напорные воды в низменной Ногайской песчаной степи, которые накапливаются в горах Кавказа и используются самоизливающимися скважинами в Прикумской низменности. Таковы напорные воды Муюнкумов и Прибалхашских песков, прилегающих к горным системам Тянь-Шаня и другим, напорные воды Кызылкумов в песках Северного Приаралья и т.д.

10.2. Происхождение грунтовых вод

Можно различать несколько основных источников происхождения грунтовых вод в песчаных массивах.

Инфильтрация влаги атмосферных осадков. Это основной источник накопления грунтовых вод в песках таежной и степной зон. Здесь почти всюду ежегодно весной, а иногда летом, осуществляется сквозное промачивание песчаной толщи в зоне аэрации. До зеркала неглубоких грунтовых вод проникает воды в песках таежной зоны 300–200 мм, в песках степной зоны 200–100 мм, в песках полупустыни и северной пустыни 130–50 мм воды, в зависимости от количества осадков (глав-

ным образом в холодную половину года), от водоудерживающей способности песков, от мощности зоны аэрации; в пустынях южного типа (Каракум, Кызылкум) грунтовые воды залегают более глубоко (15–30 м) и влаги осадков одного года уже не хватает, чтобы промочить насквозь даже голые, лишенные растительности пески. Нужно несколько лет, чтобы через толщу песков влага осадков проникла до зеркала грунтовых вод, обычно соленых, и чтобы на них начал формироваться маломощный купол более пресной воды, имеющий уклон к соседним участкам заросших песков, под которыми сквозное промачивание не происходит. До грунтовых вод под разбитыми песками проникает 10–20 мм влаги атмосферных осадков. Однако в котловинах гравитационный сток увеличивается в отдельные годы до 88,4 мм/год [Чубаров, 1972]. Но площадь барханных песков в южных пустынях не превышает 10–15%. Поэтому роль атмосферных осадков в питании грунтовых вод песков южных пустынь сравнительно невелика. В северных же пустынях Казахстана эта роль становится более значительной.

Внутригрунтовый сток. В пески нередко поступают грунтовые воды со стороны соседних водосборов, плато, террас, а также инфильтруются воды транзитных рек. Эти чужие (аллохтонные) воды налегают на горизонты грунтовых вод местного (автохтонного) происхождения. Грунтовый поток с соседних водоразделов можно наблюдать на террасовых степных песках Днепра, Дона, Волги; таковы грунтовые воды песков у подножья подуральского мелового плато (Кукузеккум и др.).

В песках южных пустынь внутригрунтовый подток грунтовых вод, например, со стороны Копетдага в Каракумах незначителен – меньше, чем инфильтрация в пески атмосферных осадков. Зато большое значение приобретает русловая фильтрация вод Амударьи, составляющая почти 70% прихода в общем балансе грунтовых вод Каракумской пустыни (150 из 222 м³/с) [Кунин, 1959].

Инфильтрация влаги поверхностного стока. Весенний поверхностный сток в песках в некоторые годы довольно значителен: по древним ложбинам стока (ашикам), бороздящим песчаные массивы, текут ручьи, возникают лужи и озера талой воды. Например, в Каракумах пресная вода за счет поверхностного стока с глинистых такыров собирается в небольшие ямы (хаки) глубиной до 2 м и наливные колодцы (чирле).

Конденсация водяных паров. Этот источник грунтовых вод имеет ограниченное распространение только в пустынях. По данным Н.А.Огилви [1963], в пустыне Каракум конденсируется около 13 мм, А.Н.Нуннаева [1979] – до 55 мм, Н.Ф.Кулика [1979] – не более 25–30 мм. В заросших песках почти вся эта влага всасывается корнями растений и расходуется на транспирацию. В голых же песках она просачивается вглубь и идет на пополнение грунтовых вод.

Несмотря на незначительные количества поступающей воды в пустынные пески, местами формируются крупные линзы пресных грунтовых вод. В Каракумах средняя мощность таких линз 100–150 м, а пло-

щадь – от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Суммарные запасы пресной воды в подпесчаных линзах более 80 км^3 [Бабаев, 1986]. Интенсивное использование воды Ясханской линзы, площадью до 2000 км^2 для промышленных и сельскохозяйственных нужд приведет к 1995 г. по прогнозу к понижению уровня на 10 м. [Шевченко и др., 1986].

10.3. Химический состав грунтовых вод

По степени минерализации различают воды (г/л): пресные 0–1; слабосоленоватые 1–5; соленоватые 5–10; соленые 10–30; сильно соленые 30–80; рассолы более 80.

Гидрохимическая зональность грунтовых вод. Химический состав грунтовых вод подчиняется законам широтной и вертикальной зональности. Широтно-гидрохимическая зональность проявляется следующим образом: 1) ультрапресные (0,1–0,3 г/л) грунтовые воды тундры (HCO_3^- и SiO_2^{2-}); много кислых органических соединений; 2) пресные (до 1 г/л) гидрокарбонатные воды умеренного пояса, преобладают ионы HCO_3^- , Ca^{2+} ; 3) слабоминерализованные (до 3 г/л) сульфатные воды степного пояса, преобладают ионы SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ ; 4) сильноминерализованные (до 25 г/л и более) хлоридные воды полупустынь и пустынь, преобладают ионы Cl^- и SO_4^{2-} .

Вертикальная гидрохимическая зональность проявляется так: при слаборасчлененном рельефе в умеренном поясе гидрохимические фации грунтового потока располагаются сверху вниз в той же последовательности: от пресных вод вверху до соленых вод внизу (аналогия рядов широтных гидрохимических фаций); в пустынях эта закономерность может нарушаться. При сильнорасчлененном, например грядовом рельефе, кроме широтной зональности имеется еще местная мезо- и микрозональность.

Таким образом, ультрапресные гидрокарбонатные, мягкие воды должны преобладать в гумидных областях, где соли почвогрунта выщелочены осадками и вынесены в океан, соленоватые же (сульфатные) и соленые (хлоридные) воды господствуют в аридных областях.

Но в этой общей схеме широтной и вертикальной зональности есть исключение: грунтовые воды речных долин (пойм и террасовых песков) в значительной мере зональны. В песках же, особенно низковлажелемких, способных пропускать сквозь себя значительное количество воды, пресные грунтовые воды формируются даже в пустыне; гидрохимический состав их близок к составу дождевых вод.

Обильные пресные и слабоминерализованные грунтовые воды характерны для Донских и Нижнеднепровских песков. Их поверхность вскрывается на глубине первых десяти метров, а на 15–20% площади грунтовая вода расположена на глубине 1,5–2 м. Генезис грунтовых вод

связан с инфильтрацией осадков. В связи со строительством Каховского водохранилища и Южноукраинского канала и значительной фильтрацией воды из них наблюдался интенсивный подъем грунтовых вод – на 1–2 м [Кулик, 1979]. На Придонских песках глубина залегания грунтовых вод колеблется от 1–3 м на первой террасе до 10–15 м и более на третьей террасе. Повсеместно грунтовые воды пресные и слабоминерализованные. Часто формируется верховодка при наличии водоупоров; ее мощность обычно невелика – от нескольких сантиметров до 1 м. Наиболее часто верховодка встречается на высоких (правых) террасах рек Арчеды и Медведицы. Залегают она на глубине 2–4 м. Водоупором являются красновато-бурые лёссовидные суглинки. После облесения песков верховодка постепенно исчезает, а подстилающий суглинок иссушается нередко до ВЗ. За счет верховодки лесные культуры в молодом возрасте получают дополнительно 300 мм воды и более, что позволяет им в 8–12 лет наращивать до 18–22 т/га зеленой массы хвои.

Грунтовые воды Волго-Уральского междуречья, Астраханских песков, расположенных по правому берегу Волги и Калмыцких песков, т.е. в низовьях рек Кумы, Волги и Урала в пределах Прикаспийской низменности, в основном однотипны. Минерализация их достигает 8–30 г/л и более, что обусловлено соленосными хвалынскими отложениями зоны аэрации. Исключением являются Нарынские пески, где формируются пресные грунтовые воды, питание которых обусловлено реками Бол.Узень и Мал.Узень, а также инфильтрацией осадков и поверхностным стоком с прилегающих с севера глинистых равнин. В остальной части Прикаспийской низменности пресные грунтовые воды в виде плавающих линз приурочены к барханным пескам и связаны с инфильтрацией осадков. Мощность линз в среднем 2 м. По мере стекания пресных грунтовых вод из мест питания от голых песков через заросшие пески и супеси к местам разгрузки (солончаки, соры, поймы рек), пресные воды постепенно осолоняются – в результате потерь воды на транспирацию, на физическое испарение и вследствие насыщения грун-та солями.

В пустыне, даже на небольшом расстоянии пресные гидрокарбонатные воды могут сменяться водами минерализованными: гидрокарбонатно-сульфатными, сульфатными, а в условиях крайне замедленного стока даже хлоридными. Нередко под заиленными солончаками (сорами) обнаруживаются пресные грунтовые воды, так как основной поток грунтовых вод также пресный. Поэтому колодцы на берегу соров (особенно колодцы, расположенные выше сора по уклону) дают пресную воду. Можно также видеть, что вокруг соров растут не только тамарикс, лох, но даже и сосна. Из данных Н.М.Владимирова [1954] видно, что плотный остаток грунтовых вод под барханными песками в Прикаспийской низменности не превышает 0,5–0,3 г/л; по составу воды гидрокарбонатно-хлоридные. Под полузаросшими песками, где влага осадков уже не промачивает ежегодно почвогрунт насквозь, плотный остаток грунтовых

вод увеличивается до 3–10 г/л, а тип минерализации – сульфатно-хлоридный. В пониженных участках злаково-белопопынной пустынной степи связано-песчаные и супесчаные бурые почвы уже характеризуются непромывным типом водного режима. Плотный остаток в грунтовых водах здесь увеличивается с 10 до 25 г/л, тип минерализации – хлоридный. В соленых озерах (сорах) грунтовые воды представлены уже рассолами (50–60 г/л).

Из рис. 5 видно, что гидрохимические фации грунтовых вод сменяют друг друга в пространстве по закону микрозональности. Микрозоны совпадают с мезорельефом песков и с местными уклонами зеркала грунтовых вод – от опресненных куполов под буграми (местные очаги питания) к сильно засоленным водам в депрессиях (местные очаги разгрузки грунтовых вод).

На нижней части рисунка показана смена гидрохимических фаций в вертикальном направлении: под барханными песками мощность поверхностной опресненной линзы воды (гидрокарбонатно-хлоридно-натриевой) не превышает 0,5–1,5 м; под линзой минерализация грунтовых вод книзу возрастает вплоть до хлоридной. Под солончаками, напротив, из-за интенсивного испарения грунтовых вод наибольшая минерализация наблюдается с поверхности грунтовых вод, а с глубиной она уменьшается:

	Глубина, м	Минерализация, г/л
Поверхность грунтовых вод	0	59,7
Ниже поверхности грунтовых вод	4,5	50,5
То же	8,9	46,4

Тип минерализации вод-рассолов под солончаками с глубиной существенно не меняется, оставаясь хлоридным.

Из вышеизложенных закономерностей вытекают некоторые практические предложения: 1) поскольку в Прикаспийской пустыне линзы опресненных вод формируются главным образом в давно (десятилетиями) развееваемых голых барханных песках, а колодцы (копанки) обычно закладываются в межбарханных котловинах, то для увеличения запасов воды полезно в тех котловинах, где уже имеются колодцы, проводить искусственное снегозадержание; 2) в недавно возникших котловинах выдувания, где колодцев еще нет, но желательно их там иметь, следует начинать снегозадержание за 3–4 года до выкопки колодцев; 3) барханные пески, предназначенные для накопления пресных вод, нужно постоянно держать в состоянии сбоя, не давая им зарастать; пятна таких песков должны быть распределены равномерно среди безводных пастбищ; 4) колодцы – копанки в межбарханных котловинах не должны углубляться далеко в водоносный горизонт, чтобы не вскрыть соленую воду; увеличение дебита колонок – колодцев должно идти не за счет уг-

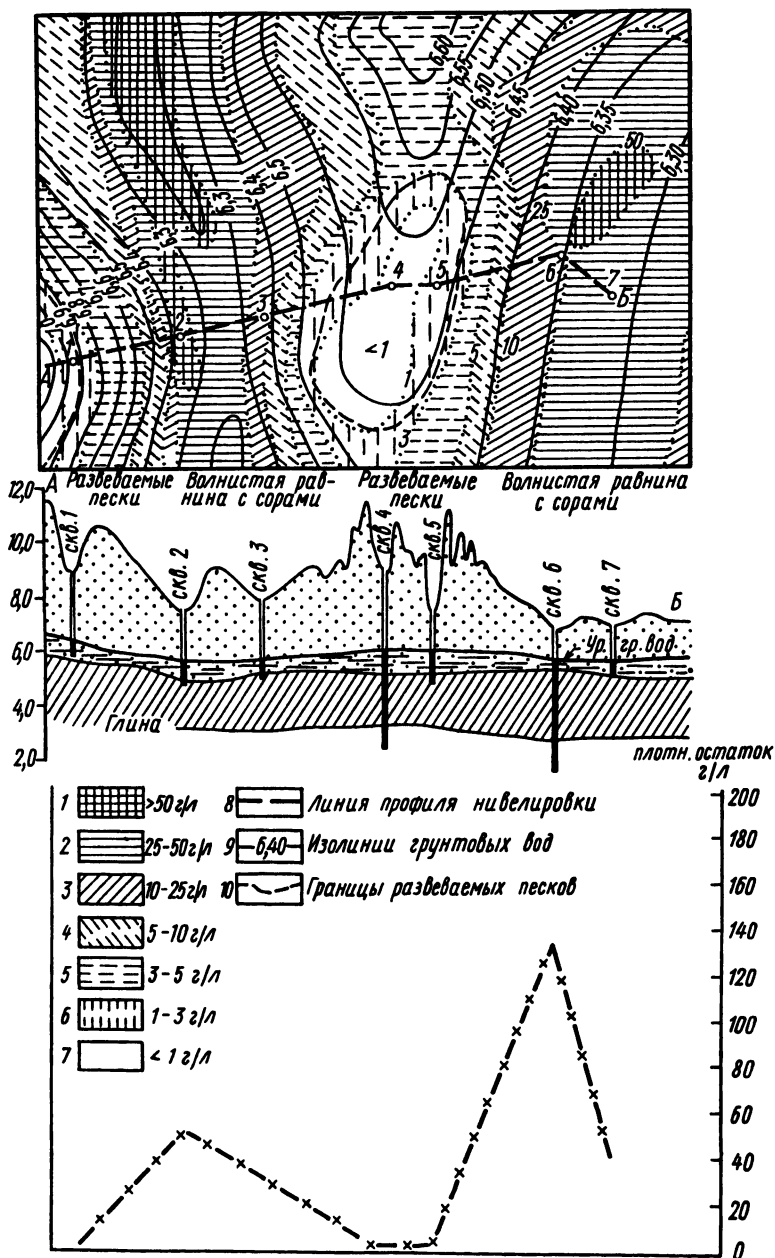


Рис. 5. Микрозональность грунтовых вод в Прикаспийской низменности. Показана схема гидрохимических фаций в горизонтальном (верхняя часть) и вертикальном направлениях (средняя часть). Внизу – плотный остаток ГВ, г/л.

лубления, а за счет увеличения их диаметра и защиты зеркала воды от испарения.

Так как в песках южной пустыни грунтовые воды лежат обычно глубже 10–20 м, пресные и слабоминерализованные грунтовые воды на глубине 10–20 м являются дополнительным источником влаги для существования древесно-кустарниковой растительности.

Весьма своеобразна смена гидрохимизма грунтовых вод на песчаных берегах, косах и островах морей. Здесь также часто встречаются линзы пресной воды, плавающие на соленой морской воде. Верхняя поверхность пресной линзы слегка возвышается над уровнем моря. Нижняя ее граница, оттесняющая соленую морскую воду, залегает тем глубже, чем больше инфильтруется пресная влага. В гумидных областях мощность пресной линзы на морских островах и косах достигает 30–50 м (Голландия), в полузасушливых – 20 м (Кинбуржская коса), а в пустынях – 5–0,5 м.

10.4. Скорость движения потока грунтовых вод

Основным импульсом движения грунтовых вод в зоне насыщения (поясе циркуляции) является разность высот в положении уровня грунтовых вод в двух точках грунтового потока, например, в области питания и в области разгрузки (дренажа). Скорость движения зависит от механического состава водовмещающей породы. При уклонах зеркала грунтовых вод 0,001–0,007, скорость потока в песках изменяется (м/сут): в крупнозернистых – 1,5–2; в мелкозернистых – 0,5–1; в суглинках – 0,1–0,3. В Каракумах при крайне незначительных уклонах грунтовые воды движутся очень медленно – 0,5–2,5 м/год.

Чем быстрее скорость грунтового потока, тем преснее грунтовые воды, чем медленнее – тем они более засолены. Напомним, что влага капиллярной каймы также направлена параллельно движению основного потока.

10.5. Динамика грунтовых вод

10.5.1. Многолетняя динамика

Многолетняя динамика грунтовых вод распространяется на большие географические районы, имеет значительную амплитуду (до 2,5 м и более) и вызывается в основном климатическими факторами.

За последние 7 тыс. лет выделяются четыре эпохи, для которых была характерна высокая увлажненность Северного полушария: 1) в конце пятого – начале четвертого тысячелетия до н.э.; 2) вторая половина третьего и начала второго тысячелетия до н.э.; 3) вторая половина первого тысячелетия до н.э.; 4) середина и начало второй половины теку-

шего тысячелетия [Шнитников, 1977]. Современный период является переходным в сторону усиления засушливости климата.

На фоне многовековых периодов изменения влажности и температуры климата отмечаются 80-, 11-, 5–6-летние циклы колебания климата, вызванные изменением солнечной активности. В периоды повышенного увлажнения отмечается и повышение уровня грунтовых вод. Ухудшение гидротермического режима во время засушливых периодов сказывается не только на снижении уровня залегания грунтовых вод, но и в усилении дефляционных процессов [Кальянов, 1976], в изменении видового состава растительности в сторону повышения ксерофильности.

Примером колебания уровня воды в замкнутом бассейне может служить Каспийское море. В позднехвалынское время (20–15 тыс. л.н.) уровень Каспийского моря был на 26 м выше современного и т.д. Отчасти эти колебания связаны с тектоническими процессами опускания и поднятия дна и берегов Каспия, но главным образом с климатическими факторами.

В историческом прошлом значительное улучшение климата наступило в VIII–XI вв. В это время Гренландия и Ирландия почти освободились от ледового щита и были колонизованы норманами и ирландцами. Ухудшение климатической обстановки началось с половины XIII в. и продолжалось до XVI в. Площади орошаемых земель в Средней Азии в это время резко сократились, а Норвегия была почти потеряна для земледелия.

В Евразии с конца XIX в. наблюдалось десять периодов с исключительным обилием осадков и резким подъемом грунтовых вод. На Среднем Дону за период с 1884 г. выделены следующие периоды повышенного увлажнения: 1884–1885, 1901–1903, 1913–1917, 1925–1926, 1932–1933, 1940–1942, 1958, 1963, 1968, 1979, 1988–1989. Таким образом, средняя продолжительность цикла составляет 11 лет (при варьировании от 5 до 17). Очень высокий уровень грунтовых вод был в 1963, 1968, 1979, 1988–1989. Все пониженные элементы рельефа (ложбины стока и межбугровые впадины) затапливали талые воды.

В Курганской, Тюменской, Челябинской областях подъем грунтовых вод и уровней воды в озерах в 1941–1946 и 1949 гг. вызвал вымочки сосны и березы на многих тысячах гектаров. То же происходило в ленточных борах и в островных борах Казахстана, в Хреновском бору и др.

В Бузулукском бору четко выделяются 3–5-летние циклы с повышенным и пониженным уровнем грунтовых вод. За 30-летний период (1946–1975 гг.) повышенный уровень грунтовых вод наблюдался в 1948–1951, 1957–1960, 1964–1967 гг., а пониженный – в 1953–1956, 1961–1963, 1968–1970 гг.

Во влажные периоды создаются благоприятные условия для приживаемости и сохранения естественного возобновления сосны даже на высоких дюнных всхолмлениях, удачны бывают и лесные культуры. В эти годы удается облесить и бугристые пески в полупустыне, по котловинам

между ними, где во влажные годы появляются многочисленные выпоты капиллярной каймы. Почти все 200 га лесных культур, украшающих сейчас Урдинские пески, прижились во влажные 1913–1915 гг. В влажные 1941–1942 гг., и в следующие за ними хотя и сухие 1943–1945 гг., но еще с высоким уровнем грунтовых вод появились в Урдинских песках многочисленные куртины самосева сосны, ольхи, лоха, ив. Максимальные колебания уровня грунтовых вод между наибольшим весенне-летним и наименьшим предвесенним достигает 130–160 см на первой надпойменной террасе и 237–266 см в пойме р. Арчеды [Воронков, 1973]. За период непрерывных наблюдений с начала XX в. при маломе-няющихся осадках уровень грунтовых вод имеет тенденцию к снижению, что в значительной мере, вероятно, связано с понижением базиса эрозии [Воронков, 1988].

Большую роль в многолетних колебаниях уровня грунтовых вод играет и гидрологический фактор. Изменение уровня Каспийского моря оказывает влияние на глубину грунтовых вод в Прикаспии и Западной Туркмении. Из местных гидрологических факторов, влияющих на уровень подземных вод на Терско-Кумских песках следует отметить затухание водотоков Сухой Кумы, Горькой Балки и особенно р. Кумы [Кулик, 1979]. За последние 50 лет уровень грунтовых вод на Бажиганских и Терско-Кумских песках снизился в среднем на 2 м. О снижении уровня грунтовых вод свидетельствуют и почвенные профили со следами оглеения, расположенными выше существующей в настоящее время капиллярной каймы. Среднее годовое снижение уровня на Терско-Кумских песках составило 5 см или 13–15 мм водного слоя. Снижение уровня грунтовых вод произошло и на других массивах – в Нарынских песках [Гаель, 1952], в лесах поймы р. Медведицы.

Заметно высыхают озера Казахстана и Зап. Сибири. Н.Ф.Кулик [1979] считает, что снижение уровня таких крупных водоемов, как Каспийского и Аральского морей, вызывает снижение уровня грунтовых вод плоских прилегающих равнин в радиусе до 500 км.

Наряду со снижением на некоторых песчаных массивах наблюдается интенсивный подъем грунтовых вод. Большой частью это явление связано со строительством гидроэлектростанций и каналов (на песчаных террасах, примыкающих к Цимлянскому водохранилищу; на Иловатском песчаном массиве в результате влияния Волгоградского водохранилища; в районе Нижнего Днепра; вдоль Каракумского канала).

10.5.2. Сезонная динамика

Г.Н.Высоцкий выделил четыре последовательные фазы в годовой динамике грунтовых вод, связывая их с инфильтрацией талых вод, корневой десукцией летом и с парообразной перегонкой влаги зимой: 1) весенний инфильтрационный подъем; 2) летнее десуктивное опускание;

3) осенний коррективный водоподъем; 4) зимнее снижение уровня грунтовых вод от их «вымерзания».

Наиболее отчетливо эти фазы проявляются в областях с теплым летом и морозной зимой. В областях с теплыми зимами (Ногайская степь, Венгерская низменность) вместо четырех фаз наблюдаются только три: 1) десуктивное опускание летом, 2) коррективный подъем осенью и зимой, незаметно переходящий в 3) весенний инфильтрационный водоподъем.

В областях с суровыми, малоснежными зимами, где пески промерзают до 1,5–2,5 м, зимнее снижение уровня грунтовых вод от перегонки влаги их в парообразном состоянии к верхнему мерзлому слою почвы хорошо выражено. Суммарная интенсивность потока влаги из зоны аэрации и грунтовых вод к фронту промерзания в зависимости от уровня грунтовых вод возрастает до 1,2–5,9 мм/сут, против 0,04–0,18 мм/сут в теплые зимы с достаточно мощным снежным покровом [Муромцев, 1986].

В Сибири, где максимум осадков приурочен к июлю-августу, а весна и начало лета почти бездождевые, весенний водоподъем грунтовых вод перемещается на летний.

Существенное значение для сезонной динамики грунтовых вод имеют механический состав песков, их влагоемкость, рельеф, характер и густота растительности, а также глубина грунтовых вод. При грубом механическом составе низко- и средневлагоемких (НВ= 3–5%) песков инфильтрация осадков в грунтовые воды выражена сильнее (в Урде 85 мм), но корни растений не заходят глубоко в почвогрунт. При тонком механическом составе высоковлагоемких песков и супесей (НВ = 6–12%) инфильтрация осадков выражена слабее (в Ачикулаке 50 мм), но корневые системы растений, особенно древесных, уходят на большую (6–8 м) глубину и могут отсасывать грунтовые воды, снижая летом их уровень.

Динамика грунтовых вод на песках маловлагоемких с расчлененным дюнным рельефом и наличием ложбин стока, как, например, на степном Дону, складывается следующим образом (рис. 6). Весенний водоподъем наиболее резко выражен в ложбинах (скв. 2, 8, 18), куда поступают с поверхностным стоком талые воды, отчего во влажные годы в ложбинах возникают даже озера талой воды глубиной 0,2–0,7 м. Естественно, что вода из ложбин фильтруется в стороны под соседние степные бугры (скв. 6, 12, 15), где уровень грунтовых вод весной ниже, чем в наполненных водой ложбинах. Летом густая травянистая и древесная растительность в ложбинах в результате интенсивной десукции снижает уровень грунтовых вод и тогда под буграми, где корни трав и даже деревьев (например, сосны) не достигают уровня грунтовых вод, последние образуют купол. Осенью и зимой этот купол рассасывается в результате оттока грунтовых вод в ложбины, где к осени уровень грунтовых вод снижается нередко на 0,7–1,2 м. Средняя многолетняя амплитуда колебаний уровня грунтовых вод равна 89 см в понижениях рельефа,

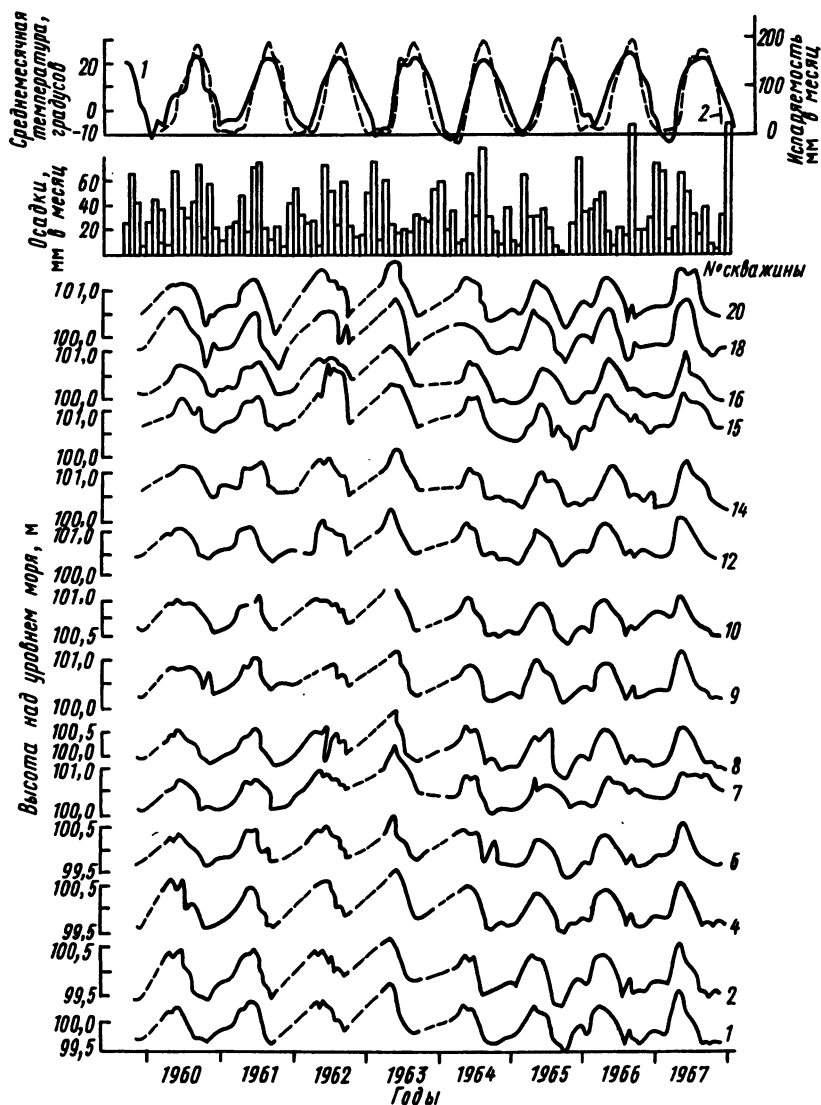


Рис. 6. Сезонная динамика уровней грунтовых вод при различной глубине их залегания (Доно-Арчединский песчаный массив).

1 – среднемесячная температура, 2 – среднемесячная испаряемость.

75 см на склонах бугров и 66 см под буграми. Максимальная амплитуда составляла 180 см в древних ложбинах стока, занятых лесными колками, и 120 см под буграми [Гаель, Судницын, 1971].

Также резко выражена динамика грунтовых вод в маловлагоемких **Урдинских песках** в полупустынном Заволжье, где выпадает всего 230 мм осадков (рис. 7). Очагами инфильтрации грунтовых вод здесь являются ленты бугристых слабозаросших песков – нарынов, до грунтовых вод здесь проникают осадков 65–110 мм/год. Пресные грунтовые воды под нарынами образуют пологий купол. Долинообразные же понижения – ашики – между нарынами с луговыми почвами под богатой лугово-степной растительностью являются местами расхода грунтовых вод, хотя, кроме внутреннего подтока воды со стороны нарынов, в ашиках довольно значителен еще и поверхностный сток. Весной во влажные годы грунтовые воды в ашиках выходят даже на поверхность почвы, образуя озерки [Гаель, 1952].

Летом же и осенью, напротив, уровень грунтовых вод резко падает и зеркало их в ашиках имеет вогнутый вид. Причина этого явления – значительный расход воды в ашиках на: 1) подземный сток (в соленые грязи «Хаки» – местный базис эрозии); 2) транспирацию лугово-степной и особенно богатой луговой растительностью, на участках с выпотным типом водного режима и 3) физическое испарение с водной поверхности талых вод и с поверхности луговых и солончаковых почв. Таким образом ашики являются очагами разгрузки грунтового потока и его интенсивного расходования. Нарыны же – это области питания и накопления грунтовых вод, расход которых на сток (в сторону ашиков) и на транспирацию и испарение редкостойной растительностью меньше прихода.

В силу таких различий сезонная динамика грунтовых вод в ашиках и нарынах имеет свои особенности:

1. В ашиках колебания уровня грунтовых вод отличаются порывистостью и большой амплитудой колебаний. Например, весной грунтовые воды поднимаются до поверхности почвы, а осенью опускаются на глубину 1–2 м. В периоды влажных лет по ашикам текут ручьи и возникают озера, а в сухие периоды поверхностный сток отсутствует и грунтовые воды весной поднимаются невысоко, а летом опускаются очень низко. В нарынах сезонная амплитуда колебаний уровня грунтовых вод более сглажена, благодаря буферным свойствам мощной толщи зоны насыщения и слабой потере воды из нарынов на подземный сток, транспирацию и испарение. Поэтому нарыны представляют собой очаги инфильтрации и накопления грунтовых вод.

2. Буферностью же объясняется и вторая особенность сезонной динамики грунтовых вод: запаздывание в наступлении весеннего инфильтрационного максимума и летне-осеннего десуктивного минимума. В нарынах они запаздывают на 1–1,5 месяца по сравнению с ашиками. В 1953 г. весенний инфильтрационный водоподъем в ашиках пришелся на начало апреля, а к концу мая грунтовые воды опустились уже на 0,5 м.

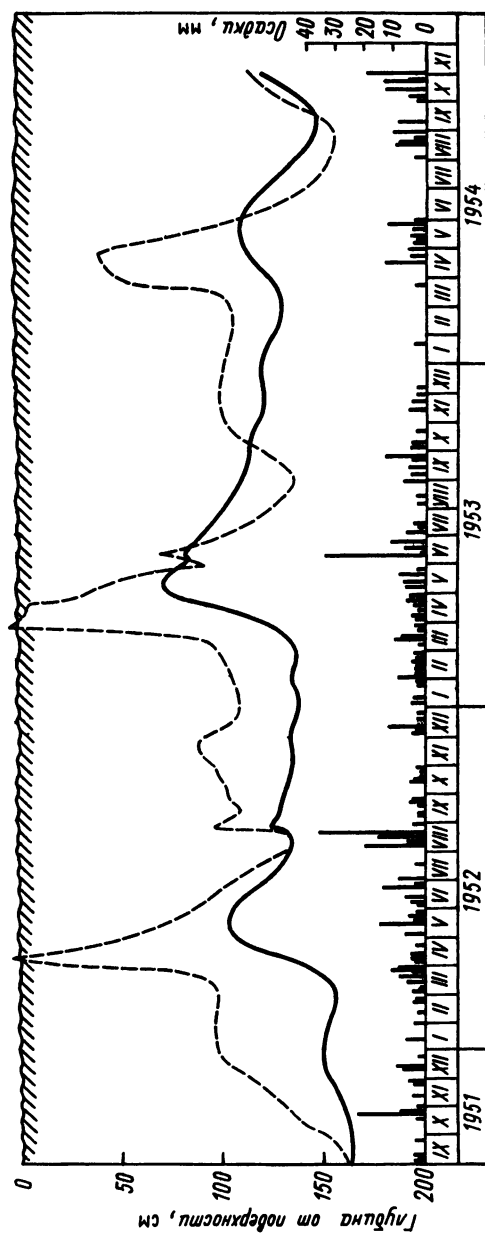


Рис. 7. Сезонная динамика уровня грунтовых вод в ашиках (пунктир) и нарынах (сплошная линия) в Урдинских песках полупустыни.

В нарынах же максимум водоподъема был в конце мая, что позволило весь апрель и часть мая вести облесение котловин меж бугров в условиях оптимального увлажнения песков капиллярной влагой от грунтовых вод.

Сезонная динамика грунтовых вод в песках высоко влагоемких (НВ=6–8%) может быть показана на примере **Ачикулакских песков в Терско-Кумской полупустыне**, где выпадает осадков 300 мм/год при глубоком 8–10 м уровне грунтовых вод. Под целинной степной растительностью в пылевато-супесчаных почвах здесь имеется импермацидный горизонт, и уровень грунтовых вод почти диспульсивен (сезонные колебания не более 3–5 см), а минерализация их достигает 3–5 г/л и более [Кулик, 1979].

Но там, где вершины пологих гряд разбиты выпасом скота и пылевато-супесчаные почвы превращены в поля барханных песков, они насквозь промачиваются осадками и под барханами накапливаются опресненные грунтовые воды. В первую половину лета заросли тростника и искусственные лесные насаждения по периферии барханных полей интенсивно отсасывают воду корнями за счет чего под барханами образуется купол грунтовых вод. Со второй половины лета и до глубокой осени (даже до 1/2 зимы) этот купол расплывается, расходясь на пополнение снизившихся и более или менее осолонившихся грунтовых вод под лесными насаждениями. Весной после оттаивания барханных песков, под ними вновь возникает купол опресненных грунтовых вод. Таким образом осенний коррективный водоподъем грунтовых вод здесь не выражен.

Чем старше по возрасту и чем гуще (плотнее) лесные насаждения на барханных песках, тем сильнее они иссушают почвогрунт, в котором через несколько лет возникает импермацидный горизонт после облесения; при этом осолоняются грунтовые воды, что вызывает преждевременное отмирание и недолговечность лесных насаждений, особенно во втором (третьем очень редко) поколении. Возрастает под лесом и амплитуда сезонных колебаний грунтовых вод – до 40–50 см (рис. 8).

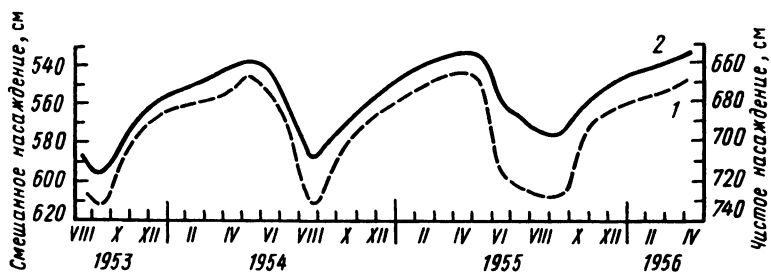


Рис. 8. Сезонные колебания уровня грунтовых вод в чистых (1) и смешанных (2) насаждениях дуба черешчатого на Бажиганских песках. Ачикулакская НИЛОС [Кулик, 1979].

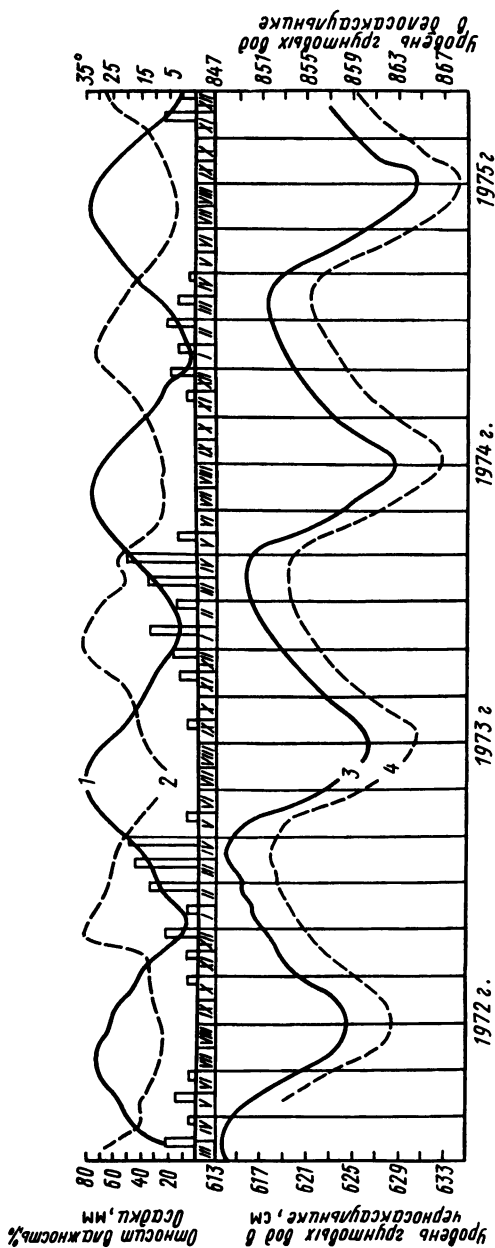


Рис. 9. Многолетние колебания климатических элементов и сезонные изменения уровня грунтовых вод (Каракумы, Репетек).
 1 – температура воздуха, 2 – относительная влажность воздуха, 3 – илаковый черносаксаульник, 4 – белосаксаульник

В пустыне сезонные и многолетние колебания уровня грунтовых вод регистрируются только в экосистемах с пресными и слабоминерализованными грунтовыми водами. Сезонные изменения уровня грунтовых с минерализацией до 2,5 г/л в черно- и белосаксаульниках имеют синхронный характер (рис. 9). Колебания уровня грунтовых вод в годовом ходе характеризуются наличием плавного осенне-зимне-весеннего подъема и весенне-летнего спада. Максимум стояния грунтовых вод приходится на середину апреля, а минимум – на третью декаду августа. Годовая амплитуда колебаний в черно- и белосаксаульниках – 10–12 см/год [Гунин, Дедков, 1978; Нуннаев, 1966].

Многолетние наблюдения показали, что из года в год зеркало грунтовых вод в Каракумах не достигает своего предыдущего положения и в каждый последующий – уровень оказывается ниже, чем в предыдущем. В илаковых черносаксаульниках зеркало грунтовых вод за три года (1973–1975 гг.) снизилось на 4 см, а в илаковых белосаксаульниках – на 3,3 см.

10.5.3. Суточная динамика

Суточные колебания грунтовых вод проявляются только там, где корни растений достигают уровня грунтовых вод и где, следовательно, происходит десукция влаги грунтовыми растениями. Так как десукция связана с транспирацией, а последняя осуществляется только днем, а ночью растения не транспирируют, то естественно, что пульсация грунтовых вод осуществляется в течение суток ритмично.

Величины амплитуд суточных колебаний определяются степенью потребления грунтовых вод растениями и водоотдачей почвогрунтов. Колебания бывают выше в грунтах тяжелого механического состава, чем в песках. Наряду с транспирацией растений кратковременные и незначительные изменения в уровне грунтовых вод вызываются иногда изменениями атмосферного давления и температуры водоносного слоя и капиллярной каймы и давлением почвенного воздуха, защемленного стекающей влагой.

Интересны наблюдения над грунтовыми водами в **Урдинских низковлагодоемких песках**. В суховейные дни снижение грунтовых вод достигало в июле 13 см под лесом (чаще 6–7 см), в августе 8 см, в сентябре 5 см (чаще 2–3 см). На рис. 10 видно, что в открытых песках снижение уровня грунтовых вод за период 10 дней на 5 см происходило равномерно по прямой линии, под лесом же грунтовые воды снижались по зигзагообразной кривой, что отображало дневное снижение и ночной не полностью скорректированный водоподъем. Эта кривая является зеркальным отображением кривой дефицита влажности воздуха [А.Е.Сочеванов, 1938].

На **Нижнеднепровских песках** под пятилетним насаждением из ли-

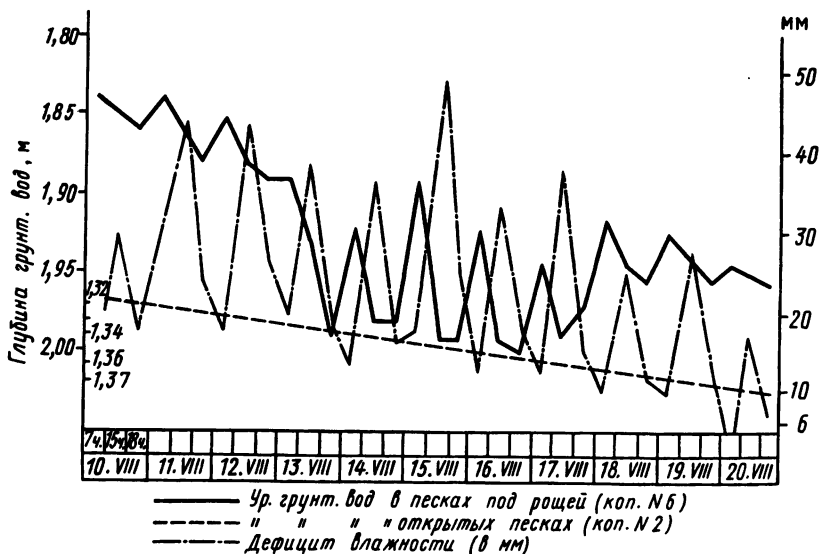


Рис. 10. Суточная пульсация грунтовых вод в Урдинских песках:
1 — под рощей, 2 — в открытых песках, 3 — дефицит влажности.

ственных пород суточная пульсация при близком уровне грунтовых вод достигала в июле 8 мм (рис. 11). а на ползаросших травами песках не превышала 4–5 мм [Знаменский, 1938].

На **Доно-Арчединских песках** суточная пульсация изучалась под насаждениями сосны и лиственных пород, а также под степным травостоем. Полученные данные подтвердили вывод о тесной зависимости пульсации от транспирации растений. Наибольшие суточные колебания грунтовых вод (до 6–7 см) зарегистрированы в суглинке под дубово-ясеневым древостоем, где грунтовые воды залегали на глубине 2,5–3 м (рис. 12.1). В двадцатилетних культурах сосны, произрастающей на песчаных почвах, суточные колебания не превышали -1 см при глубине грунтовых вод 2,3–2,5 м (рис. 12.3) и полностью отсутствовали на 3–3,5-метровой глубине даже под высокопроизводительными средневозрастными сосняками. Здесь наблюдался только постепенный, но ступенчатый спад уровня. Довольно высокими (до 3–3,2 см/сут) были колебания в понижении, занятом самосевом сосны и лиственными породами (сосна, ива), где грунтовые воды стояли на глубине 0,8–1,5 м (рис. 12.2). Под целинным степным травостоем (ковыль перистый, овсяница Беккера, полынь Маршала и др.), произрастающем на песчаном бугре, колебания грунтовых вод, залегающих на глубине 3–3,5 м, полностью отсутствовали (рис. 12.4). Здесь падение грунтовых вод было плавным, что

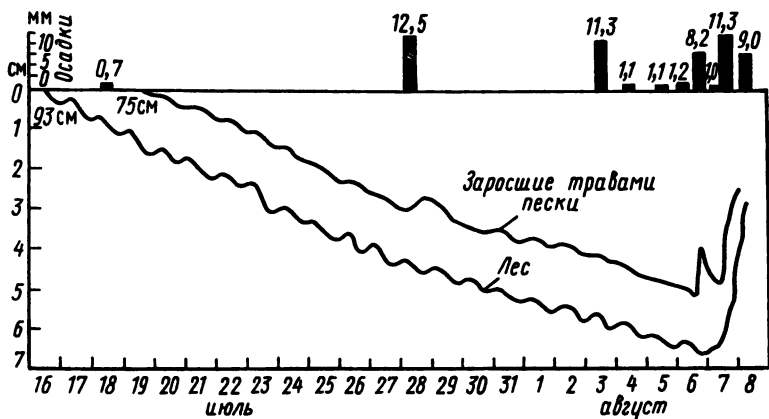


Рис. 11. Суточная пульсация грунтовых вод на Н.Днепровских песках: 1 – под заросшими песками, 2 – под лесом [Знаменский, 1938].

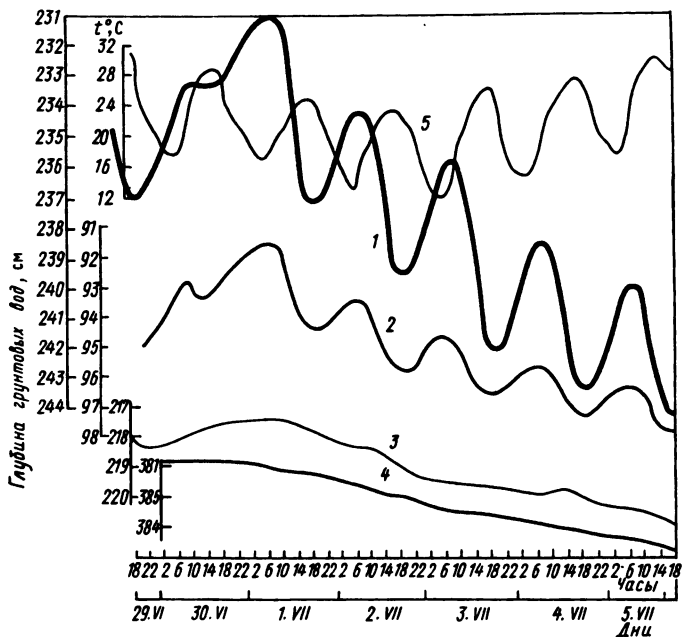


Рис. 12. Суточная пульсация уровня грунтовых вод под Доно-Арчединскими песками [Воронков, 1973]:

1 – в пойме р. Арчеды под дубово-ясеневым древостоем, 2 – на второй надпойменной террасе под 30-летними насаждениями сосны, 3 – то же под 20-летними культурами сосны, 4 – под целинно-степным травостоем, 5 – температура воздуха.

явилось результатом их оттока в понижения и другие места разгрузки. Эти данные свидетельствуют о том, что наиболее интенсивно грунтовые воды потребляются сосной в том случае, если они стоят ближе, чем 2 м от поверхности почвы. При более глубоком залегании грунтовых вод десукция их в значительной мере компенсируется подтоком и поэтому пульсация в суточном цикле становится малозаметной [Воронков, 1973].

На Ачикулакских высоковолаговых (НВ = 6–8%) песках в Ногайской степи под 10–30-летними лесными культурами суточная пульсация грунтовых вод проявляется во второй декаде мая, когда насаждения начинают более или менее интенсивно транспирировать. В этот период она выражена ступенчатым падением уровня грунтовых вод на 2–3 мм за время с 12 часов дня до 6–8 часов вечера. В остальное время суток уровень стабилен [Кулик, 1979].

В июне начало суточного снижения грунтовых вод передвигается на 7–8 ч, а общая величина снижения их уровня увеличивается до 5–6 мм, с этого времени ночью происходит уже небольшой (до 2–3 мм) водоподъем. В конце июня суточная амплитуда увеличивается до 40–50 мм, а ночной водоподъем – только до 30–40 мм.

К концу июля и в августе суточная амплитуда достигает максимума 150–200 мм, в это время почвенные горизонты уже физиологически сухи. Снижение уровня грунтовых вод в эти месяцы начинается рано, в 5–6 часов утра, также раньше, с 4–6 часов вечера, начинается и водоподъем. Величина дневного опускания уровня равна ночному подъему.

В конце августа и в сентябре амплитуда колебаний уровня затухает и ночной водоподъем начинает преобладать над дневным опусканием, уровень грунтовых вод поднимается. В октябре, с началом пожелтения листьев, пульсация грунтовых вод становится сначала ступенчатой, а затем после опадения листьев совсем затухает. Осенью и зимой уровень грунтовых вод (УГВ) без суточных колебаний медленно, но непрерывно поднимается.

Итак, в начале лета обнаруживается лишь слабый и непродолжительный (6–8 ч) ступенчатый суточный спад УГВ. К середине лета амплитуда и длительность (10–13 ч) суточных колебаний УГВ увеличивается с неполной скорректированностью ночного подъема. Осенью суточная пульсация УГВ постепенно затухает по длительности и амплитуде колебаний.

Начало вечернего водоподъема зависит от амплитуды пульсации: увеличение амплитуды вызывает более ранний водоподъем.

Увеличение облачности, повышение относительной влажности и снижение температуры воздуха вызывают запаздывание и уменьшение амплитуды суточной пульсации грунтовых вод – иногда до полного его исчезновения, что связано с уменьшением в такие дни десукции из грунтовых вод,

Пульсация грунтовых вод зависит также от гранулометрического состава и влагоемкости песков.

В высоковолагоемких, тонко-песчано-пылеватых песках ($HВ > 8\%$) при ненарушенном строении суточная амплитуда пульсации грунтовых вод может достичь 10–20 и даже 30 см, а в маловолагоемких средне-мелкозернистых песках суточная пульсация грунтовых вод редко превышает 1–3 см.

Итак, снижение уровня грунтовых вод при суточной пульсации вызывается транспирацией растений. Но коррективный водоподъем при суточной пульсации происходит не только из-за бокового притока грунтовых вод, как полагали А.И.Знаменский [1938], Китредж [1951] и другие, но и вследствие буферной способности капиллярной зоны, сбрасывающей некоторое количество влаги в грунтовые воды, при понижении их уровня, как это установил Н.Ф.Кулик [1979]. Следовательно, суточное снижение и подъем грунтовых вод являются следствием транспирации растений и буферной способности капиллярной зоны. Приток грунтовых вод с прилегающих участков вносит только коррективы в суточную пульсацию. Поэтому суточную пульсацию можно ожидать и в том случае, если изолировать боковой приток.

Среднесуточный расход грунтовых вод следует учитывать на весь период вегетации или по отдельным его частям, а также по величине притока в осенне-зимний период, когда отсутствует транспирация. Краткосуточные наблюдения для этой цели не пригодны.

10.6. Оптимальная и критическая глубина грунтовых вод для растений

Оптимальная и критическая глубина грунтовых вод не одинакова для разных экологических групп растений и на почвах разного гранулометрического состава.

А.А.Молчанов [1952] в результате исследований, проведенных в различных природных зонах, приходит к выводу о том, что для сосны на песках критической (чрезмерно низкой) следует считать глубину грунтовых вод 3–3,3 м. Согласно А.И.Ахромейко [1950], в Бузулукском бору грунтовые воды, залегающие глубже 2,5–3,0 м, практически не принимают участия в водном балансе насаждений сосны. В.И.Рутковский [1950], работавший в этом же районе, считает, однако, что грунтовые воды потребляются сосной до 6–7-метровой глубины и имеют существенное значение для жизнедеятельности растений.

Согласно Н.Ф.Кулику [1979], потребление грунтовых вод лиственными породами (акация белая, дуб черешчатый, тополь и др.) на песках юго-востока прослеживается до глубины 8–12 м, а сосной австрийской – до 5–6 м. Однако при любой глубине грунтовых вод транспирационный расход лиственных насаждений не превышает 450–490 мм, а древостоев сосны ограничивается 230–360 мм. Л.П.Брысова [1962], работая в лен-

точных борах Прииртышья, также пришла к выводу, что сосняки потребляют грунтовые воды до шестиметровой глубины. При этом транспирационный расход насаждений составляет 80–180 мм на глубоководных местообитаниях и 300–350 мм на близководных песках. Такие же примерно величины расхода влаги сосной на высоководных песках (340–350 мм) получены Н.А.Воронковым [1973] на Среднем Дону. Из них 180 мм расходуются за счет летних осадков, 140 мм – из запасов грунтовых вод, 55 мм – из запасов почвенной влаги [Гаель, Судницын, 1971].

Среднегодовое потребление грунтовых вод сосной в Бузулукском бору составляет 110–120 мм (колебания в отдельные годы от 80 до 180 мм) при глубине их залегания 2,5–3 м и не превышает 40–50 мм при их уровне 5–6 м.

Какую глубину грунтовых вод можно считать оптимальной? Оптимальная глубина грунтовых вод для сосны в разных зонах неодинакова.

В таежной зоне наибольшую продуктивность имеют сосняки зеленомошно-черничные при средней глубине грунтовых вод 100 см, среднебонитетные сосняки брусничники и мшистые формируются при глубине грунтовых вод 150 см, соответственно расходуя на транспирацию 120 и 90–110 мм грунтовых вод. На бедных рыхлых песках Курشو Нярия в Литве оптимальная глубина грунтовых вод для сосновых культур 50–80 см, т.е. близка к мощности капиллярной каймы. При увеличении содержания в песке глинистых частиц оптимальный уровень грунтовых вод может быть глубже 80–120 см [Репшас, 1973].

В сосняках брусничных, черничных и ольшаниках Брянской обл. древостои обеспечены влагой при уровне грунтовых вод летом не более 0,5 м; при глубине 1 м – насаждения используют грунтовые воды лишь в первую половину лета, а во вторую половину переходят на снабжение в основном влагой атмосферных осадков; при глубине же грунтовых вод около 1,5 м – древостои уже почти целиком живут за счет осадков.

Также и в Белорусском полесье при глубине грунтовых вод, равной мощности капиллярной каймы, запасы продуктивной влаги в песчаных почвах как в лесу, так и в поле – одинаковы, а при более глубоком уровне грунтовых вод летом и в лесу и в поле происходит отрыв корневых систем от капиллярной каймы. При одинаковом в лесу и в поле уровне грунтовых вод, почва иссушается в лесу в начале лета вдвое интенсивнее, чем в поле, а в середине и в конце лета почва оказалась сильнее иссушенной в метровом слое в поле. Поэтому понижение уровня грунтовых вод в песчаных почвах при осушении торфяных болот приводит к резкому падению урожая сельскохозяйственных культур, к ухудшению роста леса и даже при распахке этих почв под посевы – к развеванию высыхающего летом верхнего наиболее плодородного слоя почвы с образованием крупных язв дефляции [Петров, Смоляк и др., 1980].

А.И.Михович [1969] для песчаных (боровых), супесчаных (суборевых) и суглинистых (судубравных) сырых типов местообитаний в Украинском полесье принимает за оптимальные уровни грунтовых вод: вес-

Таблица 11. Оптимальная глубина грунтовых вод для глубококорневых древесных растений на незасоленных почвогрунтах разного гранулометрического состава со слабоминерализованными грунтовыми водами в степной зоне

Гранулометрический состав почв и грунтов	Влагоемкость НВ, %	Мощность капиллярной каймы, см	Мощность поверхностного слоя возможного просыхания, см	Оптимальная глубина грунтовых вод, см
1 Среднемелкозернистые пески	3–4	40–50	20	60–75
2 Мелкозернистые пески	4–5	55–75	35	90–110
3 Тонкозернистые связные пески	5–7	75–100	40	115–140
4 Пылевато-тонкозернистые пески	7–10	100–150	50	160–210
5 Пылевато-тонкозернистые супеси	10–14	150–200	100	250–300

ной соответственно 24–31, 52–55, 80–90 см, а осенью – 29–43, 70–80, 95–97 см.

В лесостепной зоне в Хреновском бору наилучший рост сосны наблюдается в междюнных плоских понижениях с уровнем грунтовых вод 50–80 см [Гаель, Хабаров, 1969]. Причем, когда уровень грунтовых вод весной подходит почти к поверхности почвы, сосняки 80–100-летнего возраста страдают от недостатка влаги.

Оптимальная глубина грунтовых вод для древесных растений зависит главным образом от гранулометрического состава и влагоемкости почв (табл. 11).

На Нижне-Днепровских песчаных почвах маловлагоемких (НВ 4,5–5%) и с небольшим капиллярным подъемом влаги (55–75 см) при глубине залегания грунтовых вод 1,5 м весной и 2 м осенью, посадки винограда испытывают резкий дефицит увлажнения с июня и до сентября-октября; содержание влаги в корнеобитаемой толще песка с июня обычно ниже 50% от НВ [Скородумов, 1952].

Оптимальная влагообеспеченность для большинства плодовых и ягодных пород на песчаных землях степной зоны создается при глубине грунтовых вод 120–150 см, на супесчаных – 250–400 см, т.е. равной двойной мощности капиллярной каймы. Грунтовые воды не доступны для винограда и ягодников глубже 2 м, абрикоса, сливы, вишни от 3 м, яблони и груши 4 м на песчаных почвах и соответственно от 3 до 6 м на

супесчаных почвах [Ващенко, 1981].

В лесной и лесостепной зонах, где водный режим песчаных почв всегда промывной, положительное влияние оказывает на мощность корнеобитаемого слоя наличие в песках с глубины 0,7–1,5 м ортзандов, суглинистых прослоев и подстилающих водоупорных пород, над которыми весной зависает просачивающаяся вода, формируя один или несколько слоев верховодки. Но в сухостепной зоне и тем более в полупустыне, где весенней талой воды для глубокого промачивания почв уже не хватает, иллювиальные плотные горизонты почв, суглинистые прослои и ортзанды сильно высыхают от корневой десукции, цементируются и становятся препятствием для проникновения корней вглубь. При этом сильно уменьшается мощность «производительного» слоя почвогрунтов, ухудшается рост древесных пород и в резко засушливые годы они могут усохнуть.

Указанные оптимальные уровни грунтовых вод для древесных растений являются таковыми в средние по увлажнению годы с умеренной амплитудой сезонного колебания уровня.

Грунтовые воды играют существенную роль в жизни растений кроме источника влаги и как фактор, определяющий аэрацию. Сосна относится к породам, отличающимся значительной устойчивостью к затоплению [Орлов, 1966; Орлов, Кошельков, 1970]. Только в периоды активного роста корней даже кратковременное затопление их может оказаться губительным для деятельных окончаний. Весеннее затопление продолжительностью 1–1,5 мес. корни сосны переносят обычно без существенных изменений. Поэтому подъемы грунтовых вод сезонного цикла, достигающие в песках 1,2–1,5 м (например, в припойменных местоположениях), сосна переносит почти безболезненно.

Более сильное влияние на растения оказывают колебания многолетнего цикла, при которых неизбежны длительное затопление корневых систем или отрыв их от грунтовых вод. В периоды особо влажных лет (такие как 1884–1985, 1913–1917, 1925–1926, 1940–1942, 1958–1960 и др.) грунтовые воды поднимаются так высоко, что выступают на поверхность почвы, образуя в понижениях меж буграми и в ложбинах стока на песках озера глубиной 0,5 м и более. В такие годы происходит массовое отмирание березовых и осиновых колковых лесов и культур сосны, особенно достигших возраста одряхления (60–70 лет на песках степного Дона). Причина гибели – недостаток кислорода для дыхания корней, залитых водой, особенно если затопление произошло после того, как корни уже тронулись в рост.

Пористость аэрации становится критической даже когда уровень грунтовых вод еще не дошел до поверхности песчаной почвы на 20 см и суглинистой почвы – на 50–60 см. Уже при такой глубине грунтовых вод у растений ослабевает дыхание и обмен веществ, поглощение азота и фосфора [Орлов, Кошельков, 1970].

Однако в особо влажные годы по котловинам меж бугров происхо-

дит не только отмирание березовых и осиновых колков и культур сосны (в возрасте после 40–50 лет), но по бортам котловин появляется и масовый самосев сосны и березы. Массовое появление самосевных молодняков сосны возможно только при строго определенной глубине грунтовых вод, ограничиваемой мощностью капиллярной каймы. В песках она достигает 40–100 см, в супесях увеличивается до 150–200 см. Наибольшая опасность для существования самосева первых лет жизни наступает в случае отрыва корневых систем от зоны грунтового увлажнения. И даже в возрасте 20–35 лет при наступлении засушливых лет самосев может усохнуть вследствие отрыва неглубоких корневых систем от быстро опускающегося уровня грунтовых вод и сильного иссушения почв в верхней толще, насыщенной корнями.

В экстремально засушливом 1972 г. сосна и лиственные породы усыхали на песках даже в лесной зоне. Этому способствовали низкая влагоемкость песчаных почв и быстрый переход в них от увлажнения достаточного к резкому недостаточному. Так, потери всего лишь 2% влаги в гумусовых и 1% в безгумусовых горизонтах могут привести к повышению потенциала давления влаги сразу с 5 до 25 атм, тогда как рост корней прекращается уже при давлении от 9–10 до 17–18 атмосфер, что соответствует влажности завядания, а при -50–60 атм (МГ) корни отмирают. Лишь в случае медленного постепенного высыхания песчаной почвы даже до гигроскопической влажности корни сосны остаются живыми, переходя в состояние покоя. На почвах более влагоемких суглинистых и даже супесчаных отмирание лесных пород в засуху если и происходит, то позднее, чем на песчаных почвах.

Таким образом, близководные позиции по котловинам и древним ложбинам стока в бугристых песках следует считать «рискованными» для лесных культур, а глубину грунтовых вод в песках от 0,4 до 2,5 м – критической для роста леса, как в очень сухие годы, так и в очень влажные – культуры сосны и колки лиственных пород могут отмереть.

Но отказываться от облесения близководных котловин в песках не следует. Нужно только своевременно убрать отмирающие деревья для использования в строительстве и на топливо. Кроме того, всегда сохраняются от отмирания деревья, которые обсемят свою и соседнюю близководные котловины в радиусе до 500 м. Такой «маячный» способ облесения особо пригоден для бугристо-барханных песков, труднопроходимых для тракторов и лесопосадочных машин.

10.7. Доступность минерализованных грунтовых вод для древесных растений

При оптимальной глубине залегания доступность грунтовых вод для древесных растений определяется степенью их минерализации. Пре-

сные и слабоминерализованные (менее 3 г/л) грунтовые воды используются всеми видами растений. Однако при использовании слабоминерализованных грунтовых вод при застойном их типе может наблюдаться засоление капиллярной каймы (денсация). При использовании среднeminерализованных вод идет интенсивное накопление солей в капиллярной кайме, а минерализация грунтовых вод повышается до 12–16 г/л.

В.И.Петров [1989] для Прикаспия выделяет три категории грунтовых вод (ГВ) по доступности их растениям в зависимости от глубины залегания (УГВ), минерализации (МГВ) и устойчивости к солям растений (табл. 12):

доступные ГВ – мощнопластовые, МГВ менее 0,5–1 г/л, УГВ не более 6–14 м;

ограниченно доступные – УГВ тот же, МГВ от 0,5–1 г/л до первого из предельных для данной породы значений;

недоступные – МГВ превышает предельные значения, УГВ более 6–14 м, в зоне аэрации имеется один или несколько солевых и солонцовых горизонтов или слои кварцевого песка с твердостью более 20 кг/см².

Таблица 12. Предельное средневзвешенное солесодержание в капиллярной кайме (С) и МГВ при хлоридно-сульфатном и сульфатно-хлоридном типах засоления [Петров В.И., 1989]

Порода	С, %,	МГВ, г/л
Сосна крымская	0,2–0,3	2–4
Абрикос	0,2–0,3	3–5
Тополь черный	0,2–0,3	4–6
Джугун безлистный	0,3–0,4	5–8
Робиния лжеакация	0,3–0,4	10–15
Лох узколистный	0,4–0,5	12–15
Виноград	0,4–0,6	12–15
Дуб черешчатый	0,5–0,6	15–18
Терескен серый	0,5–0,7	15–20
Вяз приземистый	0,6–0,8	18–20
Саксаул черный	1,0–1,2	30–40
Тамарикс ветвистый	1,2–1,5	40–60
Кок-пек	1,5–1,8	40–60

Одним из наиболее устойчивых растений к минерализации грунтовых вод является черный саксаул. Однако по наблюдениям в Репетекском заповеднике черносаксаульники находятся в хорошем состоянии при минерализации грунтовых вод не выше 5–6 г/л. При увеличении минерализации грунтовых вод до 7–8 г/л древостой изреживается, а при

12–14 г/л начинается массовое отмирание черного саксаула. В черносаксаульниках при высокой минерализации грунтовых вод вес надземной фитомассы вегетирующих растений почти в 10–30 раз, а покрытие почвы проекциями крон в 6–7 раз ниже, чем при низкой минерализации. Процент отмерших особей в популяциях черного саксаула при высокой минерализации в 2,5 раза выше, чем при низкой. Ежегодно снижение уровня грунтовых вод в черносаксаульниках при одновременном повышении их минерализации влечет уменьшение продуктивности и направленную деградацию древесно-кустарникового яруса (гидрогенно-дигрессивный тип сукцессий) [Гунин, Вейсов, 1985].

Глава 11. Рельеф песков

11.1. Генезис рельефа песков

Большинство песчаных массивов России и сопредельных государств являются в первооснове водными отложениями, возникшими от тающих материковых льдов на платформенных равнинах европейской части и Западной Сибири. В Средней Азии и Казахстане пески отложены водными потоками от таявших горных ледников. Древне-аллювиальное происхождение Каракумов установил еще В.А.Обручев. Припятская, Днепровская, Мещерская, Балахинская, Мокшинская низменности в европейской части России, так же как и грандиозное Васюганье и Бараба в Западной Сибири, Центральной Азии и Сибири (до Енисея), обязаны своим происхождением горным оледенениям Саян, Алтая, Тянь-Шаня, Памиро-Алая, Кавказа. За Енисеем на плато Восточной Сибири нет высоких горных систем, не было здесь и крупных горных оледенений, а потому отсутствуют и великие аллювиальные равнины, если не считать песков в долинах рек системы Лены. Граница фауны и флоры между Европой и Азией проходит не по Уралу, а по Енисею, за которым плоские низменности сразу сменяются высокими водораздельными плато, что говорит об их единообразии.

Менее грандиозные аллювиальные равнины связаны с оледенениями Кавказа (Куринская, Араксинская, Терско-Кумская низменности), а также Пиренеев, у подножия которых в долине р.Гаронны возникли пески и болота французских ландов, сходные с полесьями. Колоссальные древнеаллювиальные равнины распространены в Южной Америке – это долины Амазонки, Ариноко, Параны, Ла-Платы, связанные с горными оледенениями высочайших горных систем – Анд. В Индии к югу от Гималаев индская аллювиальная равнина с песчаной пустыней Тар связана с горными оледенениями Памира.

Преобладают речные отложения неоген-четвертичного времени. Врезаясь в древние коренные породы, реки формировали своим аллювием «лестницу» террас. На огромных аллювиальных низменных равнинах Средней Азии, Казахстана, Сибири террасы на глаз незаметны. В долинах же европейских рек они выражены более четко. Например, на Степном Дону обнаруживаются пять четвертичных (Q), а не Днестре еще и несколько неогеновых (N_{II}) террас. Самой молодой, глубоко врезанной в коренные породы, является голоценовая (Q_{IV} – 10 тыс. лет)

терраса – пойма луговая или покрытая лесом, заливаемая в весеннее половодье водой. Высота ее над меженным (летним) урезом воды в реке около 4–6(5) м.

В небольших притоках (р. Арчеда) заливается ежегодно лишь позднеголоценовая низкая (2,5 м) ступень поймы. Пойма сложена аллювиальными глинами, суглинками, реже супесями и песками (прирусловые валы – гривы). Первая надпойменная позднелейстоценовая – эпохи валдайского оледенения (Q_{III} – 12–22 тыс. лет) терраса высотой 15 м с низкой ступенью 8–12 м сложена аллювиальными песками и является «боровой», хотя из-за усиления континентальности климата в южной европейской степной части России в позднем ллейстоцене сосновые леса исчезли и боровые почвы остепнились. Вторая надпойменная позднелейстоценовая (Q_{III}) терраса эпохи Калининского оледенения (Q_{III} – 45–65 тыс. лет) также большей частью боровая, песчаная высотой в среднем 25 м.

Третья надпойменная среднеплейстоценовая (Q_{II}) терраса имеет две ступени: низкую 35-метровую Московского (100–200 тыс. лет) и высокую 45–50-метровую Днепровского (200–300 тыс. лет) оледенения. Аллювиальные пески III террасы большей частью прикрыты суглинком (5–10 м), смытым тальми водами с междуречных водоразделов. В позднем ллейстоцене (Q_{III}) на эти делювиальные суглинки с I и II террас был наваян (2–6 м) плащ песка. Здесь на подстилающем суглинке формировалась верховодка, подпитывающая связнопесчаные и супесчаные почвы, формирующиеся под лесной и степной растительностью.

На IV (70 м) и V (90 м) надпойменных раннелейстоценовых (Q_I) террасах песчаный аллювий окского (300–340 тыс. л.н.) и беловежского (650–700 тыс. л.н.) оледенений также обычно погребен делювиальным суглинком, почти сгладившим уступы между ними. Но уступ до 20 м от этих древних террас к более молодой III (Q_{II}) довольно хорошо выражен. Делювиальные суглинки на самых высоких террасах также прикрыты большей частью плащом песков, наваянных в позднем ллейстоцене (Q_{III}), нередко этот золотой плащ налегает и на покровные суглинки междуречных плато до 120 м над урезом воды в реке.

На рис. 13 показана геоморфология Казанско-Вешенского песчаного массива в долине Дона между его притоками – речками Песковаткой на западе и Хопром на востоке. На правом высоком (70–90 м) берегу Дона местами уступы террас плохо выражены, а на левом низком берегу I надпойменная терраса Осташковская (15 м) в голоцене размыта и в пойму Дона у ст. Вешенской обрывается уступом II (Q_{III}) терраса. Третья 45-метровая терраса эпохи максимального днепровского оледенения (Q_{II}) самая широкая, здесь до 15 км, а в других местах до 30 км.

Высоты речных террас не везде одинаковы. В районах эпейрогенических поднятий или опусканий высота террас на несколько метров выше или ниже указанных средних высот (чем старше четвертичные террасы, тем больше различия в их высоте). По строению террас разли-

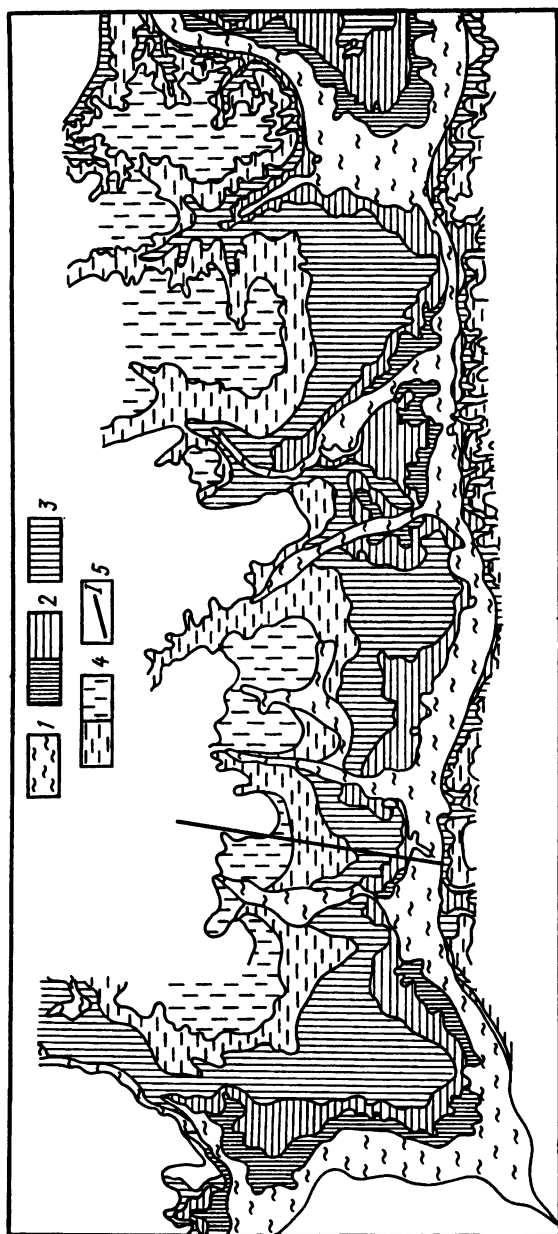


Рис. 13. Схема распространения террас на Казанско-Вешенском песчаном массиве:

1 – пойма Дона и его притоков (4–5 м, голоцен), 2 – первая и вторая надпойменные террасы (8–15 и 25–30 м, поздний плейстоцен), 3 – третья надпойменная терраса (45–55 м, средний плейстоцен), 4 – четвертая и пятая надпойменные террасы (70–90 и 90–120 м), 5 – профиль

чают аккумулятивные и деструктивные. Первые сложены более или менее мощными четвертичными осадками на глубоко размытых коренных породах, а на вторых коренные породы слабо размыты и четвертичный аллювий не превышает 1–5 м.

Смена холодных и сухих ледниковых эпох межледниковьями с более теплым и влажным климатом отражается на формировании геоморфологии и ландшафтов песчаных массивов не только на континентах, но и на побережьях внутренних морей, не связанных с океаном и испытывавших в неогене и в четвертичное время значительные колебания их уровня. Например, Каспий в апшеронское время (около 1 млн л.н.) испытал глубокую регрессию и по обсохшему его дну Волга выносила и откладывала песчаный аллювий до Баку и еще южнее. В плейстоцене (бакинские, хазарские и хвалынские трансгрессии) в море откладывались суглинки и глины (например, хвалынские глины шоколадного цвета), в эпоху же регрессий откладывались приносимые реками пески. В нижнехвалынскую трансгрессию Каспий затопил Североприкаспийскую низменность и по долине Волги морские воды проникли до впадения в нее притока р. Самарки (абс. отм. 46–50 м). Затем море стадийно регрессировало до отметок 30–10 м и реки, подтягиваясь за отступающим морем, формировали «четки» скульптурных дельт – Еруслановской, Могутовской и др. Регрессия завершилась в эпоху последнего ошашковского оледенения 20–18 тыс. л.н., когда приток речных вод (Волги на 80%) сократился более чем в 10 раз и Каспий глубоко регрессировал до абс. отм. 40 м. В это время (22–12 тыс. л.н.) в перигляциальных областях Русской равнины и в Североприкаспийской низменности простиралась «тундро-степь» с дерново-мерзлотными почвами.

С началом таяния Ошашковского ледника 19–17 тыс. л.н. приток речных вод в море увеличился, началась позднехвалынская трансгрессия, достигшая абс. отм. 0 м (уровня океана). При дальнейшем снижении уровня моря до 4–6 м сформировалась Урдинская эрозионно-аккумулятивная песчаная дельта, устьевые потоки которой впадали в Хакский залив Каспия (ныне огромный солончак «хаки»). Последующие регрессии моря до -18 м происходили уже южнее Урдинской дельты [Аристархова с соавт., 1983; Варущенко, 1980].

Колебания уровня Каспия продолжались и в голоцене. В холодные и сухие (10 и 8,5 тыс. л.н.) или в ксеротермические сухие периоды (7 и 5 тыс. л.н.) уровень моря снижался соответственно на 31 и 24 и на 18 и 14 м, а в позднем голоцене на 8–4 м по сравнению с современным уровнем моря (-27 м). Пески на обнаженном при регрессиях морском дне переносились и с низовьев р.Эмбы в огромные массивы песков Северного Прикаспия проникали кустарники псаммофиты – лох, джужгун, куланкийрюк (эremosпартон), травы – селин, кумарчик, а из фауны – песчанки, ящерицы, насекомые – жук чернотелка и др. (достиг даже Голубинских песков на Дону). В плювиальные же влажные периоды 9,7; 7,5; 6,2; 5,4; 3,7 тыс. л.н. уровень моря повышался на 10; 7; 6; 6; 7 м и лишь в

позднем голоцене не более чем на 4 м. При этом по долинам рек в пески Урдинской дельты, подпитываемой с севера пресными грунтовыми водами, проникли тополь нарынский, кустарниковая розмаринолистая ива, береза пушистая и даже ольха черная – лесные виды, которые полностью отсутствовали на преобладающей (5 млн га) части Волго-Уральских и Волго-Кумских песков междуречий с солеными грунтовыми водами.

Во влажные периоды на перевеянных песках в Урдинской дельте формировались дерново-степные и луговые песчаные, а южнее дельты бурые полупустынные связнопесчаные и супесчаные почвы со следами мерзлотных процессов конца позднего плейстоцена [Иванов, 1988]. С эпохи бронзы (5–3 тыс. л.н.) легкие почвы на песках стали подвергаться антропогенной дефляции от выпаса скота кочевниками. Уничтожались и колковые леса в бугристых песках Урдинской дельты. По котловинам выдувания с близким уровнем пресных грунтовых вод в благоприятные по увлажнению (1913–1915) годы здесь были выращены лесничеством куртино-колковые насаждения сосны, существующие до сих пор [Якшина и др., 1986]. За пределами же дельты на преобладающей площади песков с солеными грунтовыми водами на глубине 2–4 м формировалась растительность эфемероидных белополынников с прутняком и житняком, с чернополынниками по солонцам, с галофитами по солончакам, с зарослями тростника по берегам Каспия. Эта ценная в кормовом отношении растительность служила пастбищами для тысячных стад сайгаков, куланов, а затем использовалась для выпаса домашнего скота сарматами, калмыками, татарами, казахами и другими кочевыми народами.

Отложенные талыми ледниковыми и речными водами пески, по выходе их из-под воды подвергались дефляции, перевеиванию. Особенно сильно это происходило в аридных областях. Аридизация климата началась еще в верхней юре – около 150 млн л.н. В меловое время (137–67 млн л.н.) климат стал более влажным, тропическим. Но в палеогене (67–25 млн л.н.) снова началась аридизация с накоплением толщ гипса и ангидрида в лагунах на обсыхающих побережьях морей. В неогене (25–15 млн л.н.) уже происходила дефляция песков, а в конце неогена (в плиоцене 3–2 млн л.н.) формировались песчаные гряды «африканской» размерности – 76 м и более высотой с расстояниями между ними 1,5–4,5 км.

Дефляция и рельефообразование песков продолжалось и в течение всего плейстоцена (0,7 млн л.н.), периодически усиливаясь. Как полагает Б.А.Федорович [1960], колебания климата в пустынях Средней Азии за последний миллион лет не выходили за пределы среднегодовых сумм осадков 50–180 мм. Во всяком случае саксауловые ассоциации с эфедрой и кандымами существуют непрерывно с плиоцена до наших дней. Вместе с тем археологические данные указывают на миграцию стоянок человека в течение мезолита и неолита из низменных Каракумов в предгорья Копетдага. В неолите (6–5 тыс. л.н.) в Кызылкумах еще существовали пресные озера, по берегам которых селились охотники на мелких

копытных и даже на крупных парнокопытных животных. В бронзовый век озера высохли, осолонились и скотоводы железного века вынуждены были пользоваться водой их колодцев и тақыров.

В.А.Николаев [1979] для степей и полупустынь Казахстана указывает следующее чередование аридных и гумидных фаз:

1. Конец валдайского ледникового периода (самого холодного) – начало голоцена. Климат сухой. Главная фаза перевевания песков и формирование эолового бугристо-грядового рельефа. Редкие стоянки человека позднего палеолита – охотника и рыболова.

2. Фаза климатического оптимума. Атлантический период среднего голоцена с влажным и теплым климатом (9–5,5 тыс. л.н.), высокая обводненность гидросети, начало формирования голоценовых торфяников. На песках возникли сосновые боры – ленточные Прииртышские, островные Кустанайские с дерново-боровыми почвами и песчаные степи с дерново-степными связнопесчаными почвами. Культура раннего неолита, стоянки человека на низкой надпойменной террасе и на высокой пойме рек.

3. Ксеротермическая фаза (5 тыс. л.н.). Частичное обмеление озер и дефляция песчаных почв. Эпоха развитого неолита.

4. Фаза умеренно-влажного и теплого климата около 5–4 тыс. л.н. Заполнение водой Аральской впадины (на 5 м выше современного уровня). Заращение развееванных песков. Кельтеминарская культура позднего неолита и афанасьевская культура ранней бронзы. Переход человека к полuosедлому скотоводству (не оставляя охоты и рыболовства).

5. Фаза сухого и жаркого климата 4–3 тыс. л.н. Регрессия Арала на 15 м ниже современного уровня, усыхание и осолонение озер. Эоловая переработка песков, особенно зоогенная (у водоемов, рек, озер). Рубка и выжигание сосновых лесов. Карасукская и андроновская культуры бронзового века. Начало примитивного земледелия. Переход к кочевому скотоводству.

6. Некоторое увлажнение климата около 2,5 тыс. л.н. Новая трансгрессия Арала на 3 м выше современного уровня, обводнение озерных котловин, заращение разбитых песков и частичное восстановление степных боров с формированием под ними еще молодых маломощных почв. Вместе с тем и дефляция почв в связи со значительным, а местами чрезмерным, ростом поголовья овец, коз и лошадей у кочевников скотоводов – саков и других народов скифо-сибирской культуры.

7. Ксеротермическая фаза (около 1400 л.н.). Регрессия Каспия на 11 м ниже современного уровня, обмеление и осолонение озер. Региональная дефляция боровых почв, деградация сосновых лесов от выпаса скота и выжигания древостоев кипчаками, кимаками и другими кочевниками железного века.

8. Некоторое увлажнение климата за последнюю тысячу лет с периодическими, менее длительными засухами. Рост кочевого скотоводства с периодической дефляцией с формированием на зарастающих песках

примитивных почв (нередко их обнаруживается несколько ярусов).

Со второй половины XVIII, в течение XIX и в начале XX вв. переселение крестьян из России в Казахские степи, распашка легких почв сначала с залежной, а с середины XX в. – с парозерновой и паропропашной системами земледелия. Сильное развитие ветровой эрозии, особенно легких пахотных почв. Переход в 60-е годы на полосное земледелие с чередованием безотвальной (с сохранением стерни) и отвальной вспашкой, введением севооборотов, насыщенных многолетними травами и закладка сети защитных лесных полос.

Эта история степей и полупустынь Казахстана может быть распространена и на западную степную часть Сибири, на Енисейские, Забайкальские, Читинские степи с массивами и лентами сосновых боров на песках. Известно, что и в европейской части России, Украины галлейные сосновые леса в раннем и среднем голоцене сопровождали песчаные террасы по долинам степных рек Волги (до впадения р. Еруслана), Дона, Днепра, Днестра (до их низовий) и др. В отличие от островных ленточных боров Сибири, боры в степной зоне Русской равнины исчезли 5–3 тыс. л.н. от усиления континентальности климата, а также от рубки, выжигания лесов человеком.

Конечно, для всей огромной территории Евразии полной синхронности в сменах сухих и влажных периодов быть не может. Так, Н.А.Хотинский [1976] выявил три типа динамики климатических условий в послеледниковое (голоцен) время.

1. Атлантико-континентальный тип на Русской равнине с максимумом теплообеспеченности 8–5 тыс. л.н. и максимумом увлажненности климата – 1 тыс. л.н.;

2. Континентальный тип (Западная и Восточная Сибирь) с максимумом тепло- и влагообеспеченности 9–5 (особенно 9–8) тыс. л.н.

3. Океанический тип (Камчатка, Сахалин) с максимумом теплообеспеченности 9–8 тыс. л.н., а влагообеспеченности 6–1 тыс. л.н.

Таким образом, в Сибири потепление и увлажнение климата началось раньше (в бореале), чем в европейской части России в связи с проникновением теплых течений и воздушных потоков из Атлантики. На Русской равнине ксерофитизация климата отмечается в дриасе-пребореале (11–10 тыс. л.н.), в суббореале (5–4 тыс. л.н.) и в субатлантическое время (2–1,4 тыс. л.н.). С этими периодами ксерофитизации климата связываются фазы дефляции песков. Однако, несомненно, что начиная с неолита (5–4 тыс. л.н.) все большее значение приобретало воздействие на растительность и песчаные почвы человека, а ксерофитизация климата усиливала его разрушающее действие на природу.

Обстоятельно изучены фазы дефляции песков в Польше, где А.Дыликова [1969] выделяет: вступительную и основную фазу дюнообразования, а затем фазы преобразования и разрушения дюнного рельефа:

1. Вступительная фаза протекала в нижнем дриасе (16–12,4 тыс. л.н.), когда таяли льды в условиях безлесной холодной тундры. Флю-

виогляциальные пески перемещались на С и СЗ ветрами по моренным отложениям, накапливаясь в понижениях. В эпоху беллинга (12,4–12 тыс. л.н.) пески формировались в валообразные дюны. В связи с потеплением в местах таяния погребенного (мертвого) льда возникли озера, тундра зарастала карликовыми березами, ивами.

2. В среднем дриасе (12–11,8 тыс. л.н.) похолодало. Основная фаза дюнообразования с преобразованием валообразных дюн в параболические. В аллереде (11,8–10,9 тыс. л.н.) потепление, врезание речных долин и понижение грунтовых вод. Заселение параболических дюн березой и сосной с формированием почв.

3. В верхнем дриасе (10,9–10,2 тыс. л.н.) похолодание (лесотундра). Изменение направления ветров С и СЗ на З и ЮЗ, разрушение параболических дюн и погребение аллередских почв.

4. Бореальный период (10,2–8 тыс. л.н.). Похолодание менее значительное. Самосев на дюнах березы и сосны.

5. Атлантический период (8–5 тыс. л.н.) с теплым и влажным климатом. Дюны сплошь заросли сосновым лесом с включением дуба, граба, а в междюнных понижениях – черной ольхой. Формировались на дюнах подзолистые и дерново-подзолистые почвы с ортзандами. По берегам рек и озер на песках расселялся человек мезолита.

6. Суббореал (5–3,5 тыс. л.н.). Климат сухой и континентальный. Высохли болота, леса продвинулись на север в тундру. Зоогенная и антропогенная дефляция подзолистых почв на дюнах и частичное их погребение, выжигание лесов под пашню неолитическим человеком.

7. Субатлантический период (3,5 тыс. л.н.). Климат континентальный, но более влажный. Антропогенная дефляция почв периодически усиливается.

А.Гаель и А.Трушковский [1962] для степной зоны России выделили следующие фазы дефляции:

1. **Древние климатические.** Они протекали в конце гляциала (12–10 тыс. л.н.), когда на большей части территории Европы и Азии господствовала обстановка сухого и холодного климата, а растительность на песках почти отсутствовала. Постепенно пески зарастали и золовый рельеф приобретал спокойные формы: пологогрядовые, пологобугристые. Сейчас обнаруживаются на таких древнезоловых песках мощные (А-В-ВС = 70–80 см) связнопесчаные, степные почвы с ортзандами – реликтами былого почвообразования этих почв под лесом.

2. **Примитивноземледельческая фаза** проявлялась 5–3,5 тыс. л.н. Сформированные на золовых наносах за истекшее время почвы слились с древними мощными почвами.

3. **Раннепастбищная фаза дефляции.** Протекала в позднем голоцене 3,5–0,5 тыс. л.н., в конце бронзового и особенно в железном веке в результате разрушения легких почв выпасом громадных стад скота кочевников с выжиганием сосновых лесов (на топливо, на выплавку меди и железа). Прежний спокойный рельеф осложнился мелкими буграми и

котловинами выдувания. На заросших вторично золовых наносах эпохи ранних кочевников (3,5–1,2 тыс. л.н.) сформировались в степной зоне менее мощные дерново-степные почвы (гор. А-ВС = 50–30 см), а на золовых песках эпохи поздних кочевников (1,2–0,5 тыс. лет) – маломощные дерново-степные почвы.

4. **Современно-земледельческая фаза дефляции** началась на песках степной зоны 150–100 л.н. и продолжается с временными затишьями до сегодняшнего дня. Дефляция вызвана не только выпасом скота, но и широкой распашкой супесчаных почв, устройством скотоводческих баз, поселков, уничтожением растительности на топливо и т.д. Развеиванию подверглись не только еще кое-где уцелевшие древнезоловые пески с мощными связнопесчаными почвами, но и заросшие пески эпохи кочевников. На современных золовых наносах почвенный профиль не сформирован или формируются примитивные почвы.

11.2. Генетические формы мезорельефа песков

11.2.1. Рельеф песков в тундре и тайге

В тундровой и таежной зонах, охваченных в четвертичное время оледенениями, песчаные территории представлены в основном флювиогляциальными, озерно-аллювиальными, ледниковыми осадками, а также отложениями бореальных морских трансгрессий. Рельеф песков здесь сформировался в основном под воздействием текучей воды, тающего (живого) и погребенного (мертвого) льда. Преобладают зандровые равнины, реже – рельеф озовый, камовый. Озы – гряды представляют аккумулятивные формы флювиогляциальных отложений краевых конечных морен Валдайского оледенения. Протяженность их – десятки километров, высота до 10–25 м и более (100 м). Камы – холмы по происхождению близки к озам. Они образовывались в расширениях внутри ледника и послеледниковых потоков. Сложены флювиогляциальными слоистыми отложениями. В этих зонах имеются и золовые формы рельефа как древнего, так и современного перевеивания: это дюны приморские и континентальные. Среди последних широко распространены так называемые **параболические дюны**. В Западной Европе (Швеция, Ниж. Саксония) параболические дюны формировались непосредственно после освобождения территории от ледникового покрова. Между древними дюнами нередко залегают озера. В результате современной дефляции формируются и молодые дюны, не имеющие строгую ориентацию. В погребенном состоянии в них обнаруживаются гумусовые и подзолистые горизонты разной мощности в зависимости от продолжительности периодов зарастания между периодами (фазами) дефляции. Отмечено до 20 таких погребенных горизонтов почв. Параболические дюны по форме являются зеркальным отображением пустынных барханов, кото-

рые формируются без участия растительности, а параболические дюны – при закреплении их нижних концов (лучше увлажненных) растительностью. Середина дюны с большой массой песка, продолжает двигаться по направлению ветра, рога же, закрепленные растениями, отстают в движении и оказываются направленными навстречу ветру. Отличия параболических дюн гумидных областей и барханов следующие:

Барханы

1. Формируются без участия растительности
2. Рога – по направлению ветра
3. Наветренный склон пологий и выпуклый
4. Центральная часть бархана массивнее, чем рога

Параболические дюны

1. Формируются с участием растительности
2. Рога навстречу ветру
3. Наветренный склон вогнутый и крутой
4. Центральная часть дюны менее массивна, чем рога

11.2.2. Рельеф песков в степи

В степной зоне преобладают террасовые древнеаллювиальные и аллювиально-дельтовые пески. Реже на водоразделах обнаруживаются выходы коренных (неогеновых, меловых) песков.

В эпохи четвертичных оледенений в перигляциальной зоне господствовал холодный и сухой климат тундро-степей и выветривание пород, например, в горных районах Забайкалья осуществлялось в основном в формах сапротилизации и псаммофитизации: гранитогнейсы сразу распадались на дресву и на песок, минуя стадии глыб и щебня. Этот гравелисто-песчаный элювий, богатый первичными минералами и содержащий кроме кварца полевые шпаты, роговую обманку, циркон, гранат, кальций, минералы магнитной и эпидотовой группы, сносился в межгорные впадины и речные долины, где отсортировывался водой и ветром и накапливался у южных бортов впадин, формируя террасы высотой 80–120 м. Отсюда же часть песков выносилась ветром на склоны гор крутизной 15–18° и даже на невысокие горные перевалы, где и осаждалась в виде песчаных плащей до 10–12 м мощностей.

Особо интенсивный вынос песка происходил из участков речных долин, направление которых совпадало с направлением господствующих ветров. Воздушный поток в узких долинах Селенги, Чикоя, Хилка и других рек сжимался, скорость его сильно возрастала и полевошпатово-кварцевый песок выносился даже на горные склоны, сложенные иными породами – базальтами, доломитами, туфами, в составе которых кварц отсутствует. Это свидетельствует об эоловом происхождении песчаных плащей. На это же указывает и состав террасовых песков в долинах и шлейфах на горных склонах. Всюду преобладает фракция песка 0,25–

10 мм, а форма песчинок округлая с матовой (шероховатой) поверхностью от бесчисленных соударений при переносе песка ветром.

Таким образом, происхождение песков Забайкалья полисинтетическое – это элювий, переработанный водой и ветром. Низкие позднплейстоценовые террасы нередко сложены уже более грубым материалом других типов выветривания.

Сходное происхождение имеют и мелкощебнистые полиминеральные карбонатные пески Енисея, например в Минусинской котловине. Возникнув от выветривания горных пород Саян, они затем отлагались мощной толщей в озерно-речных бассейнах и по выходе из-под воды выносились ветром на склоны межгорных впадин или на водоразделы местных речек притоков Енисея, прикрывая суглинки плащом золовых песков [Гаель и др., 1980].

Золовое перемещение песков в плейстоцене явление широко распространенное. В пустынях Средней Азии пески перемещались на десятки километров, а в степной зоне в долинах Волги, Дона – на 2–10 км. Например, в районе станицы Вешенской пески среднеплейстоценовой высокой (45–50 м) террасы, по выходе ее из-под воды подхватывались сильными ветрами и поднимались на склоны к водоразделам, достигая высоты 125 м над урезом воды в реке. Шлейф песка, налегая на подстилающий суглинок и постепенно утончаясь, выклинивался или обрывался уступом бугристо-грядовых песков. Такой же перенос песков происходил и с более низкой позднплейстоценовой (25 м) террасы на 45–50 метровую среднеплейстоценовую. Особенно четко сейчас заметны такие плащи, когда эта равнинная третья терраса сложена с поверхности суглинками, как например, у ст. Голубинской на Дону. Чем дальше от уступа третьей террасы, тем тоньше по гранулометрическому составу становились пески шлейфа на третьей террасе, что подтверждает золовое происхождение [Гаель, Смирнова, 1978], а не аллювиальное отложение песков на ранних этапах врезания долины Дона, как это полагал Б.Б.Полынов [1926], не соглашаясь с золовой гипотезой К.И.Лисицына [1914].

В конце плейстоцена – 18–16 тыс. л.н. с еще более низкой (13–15 м), надпойменной террасы пески перемещались ветром на 25-метровую террасу, нередко сглаживая террасовый уступ [Грищенко, 1959; Гаель, Хабаров и др., 1979].

Довольно широко распространен и вынос ветром песков и с крутых уступов песчаных террас. Так, на левобережную среднеплейстоценовую высокую террасу Волги, подмываемую водами Куйбышевского водохранилища, песок сейчас навевается на суглинистую равнину этой террасы. Воздушный поток, ударяясь в крутой ее уступ, вздымается вверх, но в зоне 50–100 м от уступа образуется зона относительного затишья, где часть песка откладывается более или менее плоским плащом, постепенно утончающимся к городу Тольятти, обогащаясь более тонкозернистыми пылевато-глинистыми частицами фракций песка, как это показал – Н.И.Ключарев [1977].

На этой же высокой террасе Волги, но ниже по ее течению в 30 км выше устья Еруслана, песок с обрыва высокой террасы в среднем плейстоцене выносился на плоскую равнину на расстояние до 3–2 км от уступа, образовав массив бугристо-грядовых песков мощностью до 7 м и обрывающихся в суглинистую степь. Но от подошвы обрыва простирается супесчаный шлейф, выклинивающийся через 1–2 км.

Так же возникли бугристо-грядовые пески на высокой террасе р.Хопра ниже ст. Алексеевской. Составленный здесь профиль нивелировки [Гаель, Чижилова, 1972] удивительно похож на такой же профиль приеруслановских песков Волги [Гаель, Хабаров, 1972].

В рельефе надпойменных террас, особенно более высоких и древних сохранилось еще немало аллювиально-озерных равнин и древних ложбин стока, более или менее заиленных с поверхности и не подвергшихся древней золовой переработке. Мезорельеф здесь спокойный равнинно-волнистый или гривистый (древние прирусловые гряды). Но значительная часть песков на террасах подвергалась древнезоловой переработке и имеет полого-грядовой, грядово-бугристый котловинный рельеф и мощные связнопесчаные почвы.

Иногда, в тех местах, где направление господствующих СЗ и ЮВ ветров совпадает с направлением глубоко врезанных речных долин, имеются массивы песков извечно (с конца валдайской ледниковой эпохи) не зарастающие. Здесь формируется поперечный ветру крупно-грядовой рельеф с периодически обарханивающимися вершинами гряд, например. Быковский и Голубинский песчаные массивы на Дону.

С.С.Соболев [1939] разделял рельеф степных песков по генезису, формам и возрасту: аллювиальный рельеф – равнинный, волнистый, гривистый; аллювиально-золовый рельеф – грядовой, пологобугристый и т.п.; золовый древний спокойный грядовой, холмистый или современный рельеф – резко-(рвано-) бугристый, барханный. Каждая из перечисленных мезоформ рельефа разделялась по высоте на низкие (1–3 м), средние (3–7 м) и высокие (более 7 м).

11.2.3. Рельеф песков в полупустыне и пустыне

В зоне пустынных степей (полупустынь) распространены пески террасовые древнеаллювиальные, дельтовые (древние континентальные дельты Тайсуйган, Рынпески, Приаральские Каракумы), также морские пески хвалынских и новокаспийских трансгрессий Каспия.

Основным типом золового рельефа в полупустыне был грядовой и полого-бугристо-грядовой, причем ленты (нарыны) грядово-бугристых песков нередко чередуются с долинообразными более или менее плоскими понижениями – ашиками (древние ложбины стока). В результате скотосбоя этот спокойный золовый рельеф разрушен (особенно за последние 170–70 лет) и превращен в грядово-бугристые (ячеистые) и да-

же барханные пески. Местами встречаются и извечно развеваемые высокие грядово-барханные пески, никогда полностью не зарастающие, например, пески Азамат в Ногайской степи.

В зоне пустынь Турана оголенные барханные пески занимают не более 10% площади и лишь кое-где встречаются высокие пирамидальные нагромождения барханных песков, извечно не зарастающие (Чильмамедкум и др.).

Преобладают же в пустынях Казахстана и Средней Азии более или менее заросшие пески (с плиоцена и плейстоцена) с грядовыми формами рельефа. Наиболее распространены следующие типы песчаного рельефа: **крупногрядовый** рельеф, возникший в результате водно-эрозийной переработки древне-аллювиальной ранне-среднечетвертичной равнины палео-Амударьи; **крупногрядовый** котловинный рельеф, созданный в значительной мере разнообразными золовыми процессами, но сохраняющий общее подобие первоначального водно-эрозийного происхождения отдельных песчаных гряд; преимущественно **среднегрядовый** рельеф, созданный разнообразными золовыми процессами; **мелкогрядовый** (перисто-грядовый) рельеф, созданный золовой аккумуляцией песчаного материала; **ячеистый, ячеисто-грядовый барханный** рельеф, созданный в основном процессами дефляции. Высоты древних гряд нередко достигают 20–40 м (до 70), ширины 0,5–2 км, длины 3–15 км. На таких грядах имеются пылевато-связнопесчаные почвы под травянистой (илак) полукустарничковой (полыни и прутняк в Казахстане) и кустарничковой (кандым, саксаул) растительностью.

Бугристо-котловинные или ячеистые пески более молоды, почвы на них или слабообразованные или примитивные.

Наконец, пески **ячеисто-барханные** и **барханные** антропогенного происхождения являются самыми молодыми. Почвы на них отсутствуют или под кронами кустарников только формируются в виде слабой корки. Растительность очень редкая и представлена пионерами псаммофитами – травянистыми (например, злаком селином Карелина) и кустарниковыми (песчаной акацией, эremosпартоном, кандымами, черкезом и др.).

Средняя мощность золочего чехла даже в южных пустынях обычно меньше 3–5 м, а в степной и таежной зонах еще меньше. Исключения могут быть лишь в некоторых районах, с особо активным ветровым режимом, где мощность золовых накоплений достигает 40–70 м и более.

По глубине расчленения песков следует различать:

1. Пески ровные и малорасчлененные с пологим общим расчленением и отдельными скоплениями высотой до 1 м.

2. Пески малорасчлененные с глубиной расчленения до 3 м и расстоянием между гребнями скоплений 10–50 м. Развита в основном по окраинам песчаных пустынь на геологически молодых равнинах: на террасах Узоя, у староречий, на внутриоазисных песках или как дополнительное расчленение среди более крупных форм.

3. Пески среднерасчлененные с глубиной расчленения до 10 м и расстоянием между гребнями скоплений менее 100 м. Развиты преимущественно на более древних окраинах пустынь – на четвертой террасе Узбоя по окраинам Сарыкамской впадины и в других местах.

4. Пески сильно расчлененные с глубиной расчленения до 30 м и расстоянием между гребнями крупных скоплений до 400 м, в среднем 185 м. Развиты в основном на пространствах Низменных Каракумов и в приморских песках Юго-Западной Туркмении.

5. Пески глубокорасчлененные с глубиной расчленения до 75 м и расстоянием между гребнями самых крупных скоплений 1–3,5 км, в среднем 2,5 км. Развиты в Заунгузских Каракумах и в приморских песках Юго-Западной Туркмении.

Пески далеко не всегда образуют сплошные скопления. Они встречаются и в виде отдельно расположенных скоплений (одиночных барханов) на непесчаном (глинистом, каменистом) субстрате.

В этом отношении в Западной Туркмении резко выделяются три категории сплошности песков.

1. Одиночные и групповые скопления навейного песка на плоском неперевейном или развеванном основании, занимающие примерно до 1/3 площади на takyрах, солончаках, плато, орошаемых землях, пролювиальных щебнистых равнинах.

2. Прерывистые скопления навейного песка на плоском неперевейном или развеванном основании, занимающие примерно от 1/3 до 3/4 площади.

3. Сплошные перевейные или навейные пески, или почти сплошные, с отдельными пятнами глинистых почв, выходов коренных пород или солончаков по понижениям.

11.3. Закономерности формирования золовых форм рельефа

Ветер начинает перемещать песчинки размером 0,5–0,05 мм при скорости 3,5 м/с на высоте 15 см от поверхности. Эта первая критическая скорость ветра – начало движения песчинки. Вторая – соответствует началу отрыва песчинки и ее полету в воздухе. Третья – определяет момент приземления частицы после скачка и начало движения на тормозном участке. При четвертой – движение заканчивается [Звонков, 1963].

Процесс перемещения песка ветром складывается из трех способов движения частиц. Частицы более 0,5 мм скользят или катятся по поверхности, частицы 0,5–0,1 мм перемещаются скачками (сальтация). Частицы меньше 0,1 мм переносятся ветром во взвешенном состоянии. Впервые такое подразделение находим в книге Н.А.Соколова «Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение» [1884].

R.Bagnold [1937] также различал три типа движения песка: перенос

очень тонких частиц во взвешенном состоянии (суспензии), передвижение серий прыжков и скачков, перемещение частиц по поверхности песка при помощи толчков друг от друга.

Основной способ перемещения песчинок – скачкообразный. Доля скачущих частиц от общего количества переносимых ветром частиц составляет примерно $2/3$, а взвешенных и перекатывающихся – около $1/3$.

При действии ветра на поверхность почвы частицы выводятся из состояния покоя под влиянием сил трения и лобового давления. При этом создается опрокидывающий момент, и частицы начинают перекатываться по поверхности с ускорением. Перепад давления в пограничном слое ветрового потока вызывает подъем частиц на небольшую высоту. Турбулентность воздушного потока с постоянными пульсациями скоростей и давлений усиливает аэродинамические импульсы, вызывающие подъем частиц и перенос их в воздушном потоке.

Отрыв частицы, катящейся по поверхности почвы, происходит в основном в результате действия на частицу мгновенной силы при ударе частицы о шероховатость поверхности или о другую частицу [Иванов, 1986; Андрейчук, 1971]. Основная роль в изменении скорости движения частицы в этот момент принадлежит импульсу ударной силы, превышающей массу частицы в сотни раз. Частицы поднимаются выше пограничного вязкого слоя и попадают в зону воздушного потока с большей скоростью.

По наблюдениям А.П.Иванова [1972], по зеркальной поверхности частицы шаровидной формы перекатываются без отрыва по поверхности. Частицы неправильной формы при перемещении обязательно отрываются от поверхности (так как силы упругости не изменяются, а силы инерции убывают пропорционально кубу изменения поперечника) и движутся по траектории. По неровной поверхности и шаровидные частицы движутся скачкообразно.

Таким образом, по импульсной теории А.П.Иванова, отрыв частиц от поверхности осуществляется в две стадии. На первой – частицы могут оторваться от поверхности под действием силы аэродинамического импульса, а на второй – под действием силы ударного импульса.

Поднятая в воздух частица разгоняется потоком и имеет в точке падения скорость значительно большую, чем при взлете. Падая с большей скоростью, частица получает ударный импульс, сила которого может во много раз превышать массу частицы, а следовательно, может осуществить отрыв частицы от поверхности и подъем ее на большую высоту. В результате действия ударного импульса траектория полета падающей частицы имеет резкий излом в точке отрыва ($32,5^\circ$). Когда подъемная сила станет меньше силы тяжести, частица начнет опускаться. Под действием горизонтального движения потока весь путь от подъема до падения она совершит по некоторой траектории. Угол падения при этом находится в пределах $10-16^\circ$.

Движение летящих частиц в потоке и при падении является винтооб-

разным; вращаясь, они совершают сотни оборотов в секунду. При этом направление вращения песчинок бывает правосторонним и левосторонним, но количественно почти одинаковым.

Ударный импульс падающей частицы передается не одной, а несколькими близлежащим частицам, которые, поднимаясь на некоторую высоту, подхватываются воздушным потоком. Падая на землю, частицы передают свою энергию новой «порции» неподвижно лежащих частиц. Подъем частиц в воздух по мере движения воздушного потока по поверхности песка носит характер «цепной реакции».

С увеличением скорости ветра все большее число частиц вовлекается в движение, а начиная со скорости 15–16 м/с [Добрин, 1965] почти весь поверхностный слой песка приходит в движение. Траектории полета переносимых частиц выполаживаются. Длина траектории скачка увеличивается, причем более значительно, чем высота. Падающие частицы ударяются о движущийся слой песка и отскакивают на меньшую высоту по сравнению с неподвижным слоем при одинаковой скорости потока .в обоих случаях.

Скорость ветра у поверхности песка уменьшается под тормозящим влиянием частиц, перемещающихся скачками. Но вызывая подъем новых частиц, скачущие частички добавляют свою кинетическую энергию к энергии ветрового потока, поэтому, если воздух насыщен частицами, то для начала перемещения песка требуется меньшая скорость ветра, чем в случае, если воздух чист от взвешенных частиц.

Массовое перемещение песка в приземном слое воздуха, включая три формы их движения, формирует **ветропесчаный поток**.

Основное количество (до 90%) частиц переносится в слое до 30 см. Насыщенность ветропесчаного потока песком возрастает с усилением скорости ветра и по мере его движения вдоль направления ветра по незащищенной песчаной поверхности. Нарастание плотности ветропесчаного потока по мере увеличения эродируемой площади называется **лавинным эффектом**.

В случае насыщенного ветропесчаного потока критическая скорость ветра называется **импульсным порогом**, в случае ненасыщенного ветропесчаного потока – **порогом текучести**. Разница между этими скоростями ветра для песков лежит в пределах 3,5–5,8 м/с на высоте 15 см от поверхности почвы [Серпил, 1945; Знаменский, 1958].

В.В.Звонков [1963] предлагал высоту скачка частицы рассчитывать по формуле:

$$H = \frac{(V_m - V_{кр})^2}{2}$$

где, V_m – максимальная скорость ветра, $V_{кр}$ – критическая скорость ветра, H – высота подъема частицы.

По этой формуле частица размером 0,5 мм при скорости ветра 15 м/с подскакивает на высоту 2,9 м. Однако в действительности только отдельные песчинки достигают высоты 2 м. Основная масса золотого песка переносится в слое до 50 см. В прямой зависимости от высоты поднятия частиц находится длина траектории, которую проходят скачущие частицы [Cheril, 1945]:

Высота поднятия, см	10	20	30	40
Длина траектории, м	3	6	9	12

По данным Г.Конке и А.Бертрана [1962], при поднятии частиц на высоту 30 см описываемая ими траектория равна только 3 м.

Несущая способность ветропесчаного потока определяется количеством песка, переносимого в нем. Насыщение потока золотым материалом происходит до определенного предела – максимального (предельного) насыщения потока.

Длина пути максимального насыщения потока золотым материалом различна для песков разной крупности.

Соотношение выноса, переноса и отложения частиц в ветропесчаном потоке зависит от скорости ветра, его турбулентности и характера поверхности почвы [Знаменский, 1958]. Чем больше шероховатость поверхности, тем большее количество золотого материала переносится в самом поверхностном слое – до 90% в слое 0–1 см и тем большее отложение частиц и меньший вынос. Над ровной поверхностью переносимый золотой материал распределяется более равномерно по высоте в ветропесчаном потоке, что объясняется лучшей подъемной силой частиц над ровной поверхностью. В этом случае в слое 0–1 см переносится не более 60% частиц и по сравнению с первым случаем наблюдается более интенсивный вынос и меньшее отложение (теория «безаккумуляционного переноса»).

В результате пульсации ветропесчаного потока – выноса частиц и их отложения – поверхность покрывается неровностями и приобретает воднообразно-грядовый рельеф. Волны (рябь) имеют пологий наветренный и крутой подветренный склоны. Л.А.Андрейчук [1971] экспериментально получил скорость движения ряби 1 и 3 мм/мин при скоростях потока соответственно 5 и 6 м/с. В естественных условиях при соответствующих скоростях ветра скорости движения песчаных волн 0,7 и 2 мм/мин или 0,25 и 0,62 м/сут. Исходя из способов перемещения ветром песка, венгерский исследователь J.Kadar [1966] построил генетическую классификацию золотых форм рельефа: при переносе песчинок перекачиванием характерны длинные узкие вытянутые формы рельефа – «морщины ветра» и параболические дюны; перенос песка скачками характеризуется выпуклыми формами рельефа; при сочетании переноса скачками и перекачиванием образуются широкие котловины выдувания

с останцами на дне и асимметричные параболические дюны; при переносе песка во взвешенном состоянии образуются плоские широкие формы аккумуляции с крутыми подветренными склонами; перенос скачками и во взвешенном состоянии формирует наиболее разнообразные формы золотого рельефа – останцы, барханы и др.

Большое влияние на дефляцию оказывает турбулентность ветрового потока. Ветровой поток не является ламинарным движением, а состоит из массы вихрей и вихорьков. Отрыв частиц может происходить в интервале повышенных скоростей ветра, средняя же скорость ветра за этот промежуток времени может быть и ниже критической. При ветрах со скоростью выше критической отдельные порывы еще больше усиливают дефляцию.

Турбулентность воздушных потоков в приземном слое воздуха усиливается в связи с вертикальной неоднородностью скорости воздушного потока. Не остается постоянным и направление ветров. В результате золотых процессов формируются крайне разнообразные от самых простых (золотая рябь) до очень сложных форм мезо- и макрорельефа песков (рис. 14), которые не остаются неподвижными.

Б.А.Федорович [1981] различает следующие типы передвижения песков и форм их рельефа в зависимости от ветрового режима в аридных областях (табл. 13):

1. Направленные ветры одного сектора, т.е. дующие в течение одного годового цикла в одном направлении или под острыми углами один к другому (пассатные) и при недонасыщенном ветропесчаном потоке, образуют продольный грядовый рельеф, обусловленный поступательным движением вдоль направления одного ветра или по равнодействующей близких ветров.

2. Сезонно-сменяющиеся пассатные ветры, дующие под углами, близкими к прямому, создают решетчатую систему гряд или другие перекрещивающиеся формы: полузаросшие или оголенные (например, скрещивающиеся комплексные барханы) с сезонно-зигзагообразным колебательным движением.

3. При преобладании ветров двух взаимопротивоположных сезонных или суточных направлений (мусонных, бризных, горно-долинных) и перенасыщенном ветропесчаном потоке формируются поперечные ветрам барханы, а при их слиянии – барханные цепи с противоположно колебательным смещением.

4. Конвекционный режим с равномерной розой ветров порождает ячеистый стационарно развивающийся рельеф песков. Аналогично этому циклонические вращающиеся ветры создают ячеистый рельеф, сочетающийся с грядовым, ориентированным по равнодействующей господствующих ветров.

5. При преобладании сильно нагретых солнцем восходящих воздушных течений (интерференционный режим ветрового потока) образуются пирамидальные (звездчатые) формы со стационарным положением, но быстро разрастающиеся и возрастающие кверху.

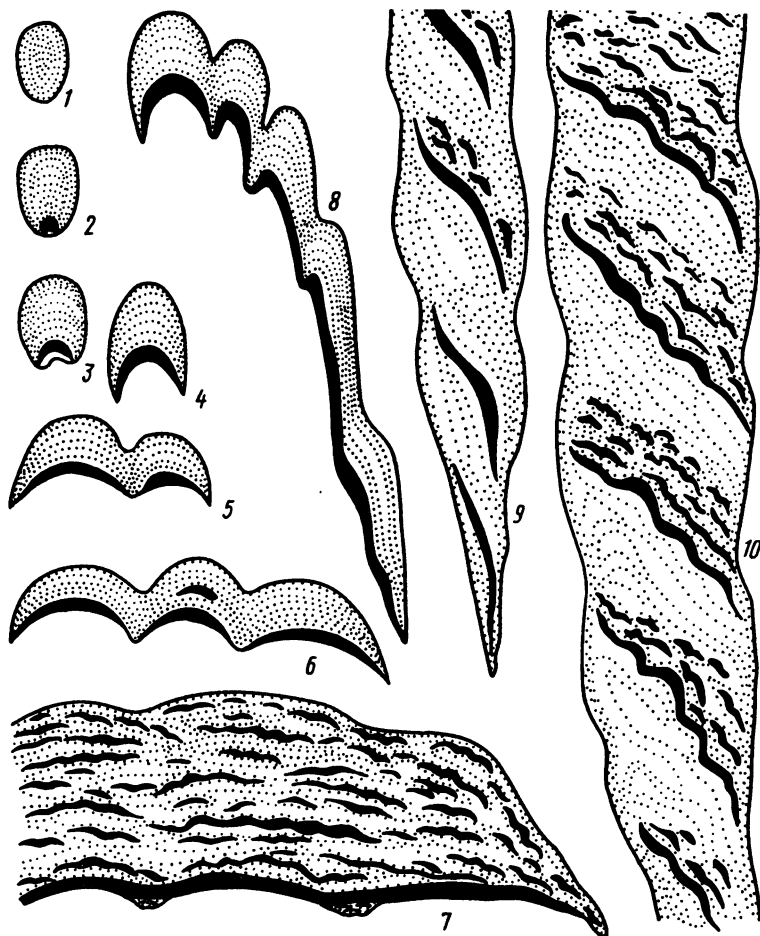


Рис. 14. Схема развития основных форм рельефа оголенных песков, формирующихся при преобладании торможения ветрового потока (поперечные ветру – 5–7) и без него (продольные ветру 8–10):

1 – барханная лепешка (“щитовидная дюна”), 2 – эмбриональный бархан, 3 – молодой бархан, 4 – полулунный бархан, 5 – парный бархан, 6 – барханная цепь, 7 – круглая комплексная барханная цепь, 8 – групповой бархан, переходящий в продольную ветру барханную гряду, 9 – барханная продольная гряда с диагональными ребрами, 10 – крупная продольная гряда с комплексными диагональными ребрами.

6. При средних комбинациях взаимно противоположных и постоянных ветров и их насыщении песком образуются комбинированные формы: сосуществование поперечных и продольных форм с колебательным или колебательно-наступательным движением.

Таковы шесть основных типов форм рельефа песков, зависящих от режима ветров и характера их движений.

Таблица 13. Зависимость форм песчаного рельефа от ветрового режима по Б.А. Федоровичу

Системы и типы режима "активных" ветров			А. Типы и формы оголенных песков		Б. Типы и формы задернованных песков	
I. Ветры одного направления или одного сектора	Пассатная система	1. Ветры одного направления 2. Ветры близких направлений 3. Ветры перпендикулярных направлений	Продольно-дюнный тип рельефа	1. Продольные дюны 2. Клиновидные дюны 3. Ветвистые и трехгранные, чешуевидные дюны (барханы)	Грядовой тип рельефа	1. Линейно-вытянутые гряды 2. Нормальные, дихотомизирующие гряды 3. Ветвистые, трехугольные гряды и веерообразные гряды 4. Грядово-ячеистые
II. Ветры различных направлений	Равномерная система	4. Преобладание одного или двух близких направлений и наличие других ветров, резко отличающихся направлений 5. Преобладание разносторонних ветров и наличие одного преобладающего 6. Система разносторонних ветров разной активности	Пирамидально-дюнный тип рельефа	4. Чешуевидные барханные поля с продольной ветру грядовостью. Продольно-пирамидальные гряды 5. Округло-чешуевидные барханы 6. Ячеисто-пирамидальные и пирамидальные дюны	Ячеистый (бугристый) тип рельефа	5. Ячеистые ориентированные 6. Ячеистые неориентированные
III. Ветры противоположных направлений	Муссонная система	7. Два противоположных по направлению ветра равной активности 8. Два противоположных по направлению ветра с значительным преобладанием одного направления 9. Два противоположных по направлению ветра со значительным преобладанием одного направления	Барханный тип рельефа	7. Поперечные (приэкваториальные) дюны, барханные цепи 8. Полисинтетические барханные куэсты 9. Лунково-полисинтетические барханы с поперечными гребнями и продольной ветру ребристостью	Лунково-гребневидный тип рельефа	7. Поперечные гряды (дюны) 8. Гребневидные гряды 9. Лунковые гряды

Глава 12. Растительность песков

12.1. Приспособление растений к особенностям песчаного субстрата

Литология субстрата имеет ведущее значение в формировании ландшафтов, в том числе и его элементов – рельефа, растительности, почв. Специфической особенностью открытых песков является их подвижность, бедность элементами минеральной и азотной пищи. Эти и другие факторы, каждый в отдельности и вместе взятые, будучи нередко крайне обостренными, создают противоречия между песчаной средой и организмами. В результате у обитателей песков возникают приспособления, позволяющие преодолевать воздействие среды и жить в условиях, казалось бы, исключающих возможность жизни. Острота противоречий у растений (и животных) песков особенно четко заметна и позволяет наблюдать почти в обнаженном виде воздействия среды на организм подвижности, сухости, раскаленности песчаного субстрата.

12.1.1. Приспособления растений к подвижным пескам

Специализация псаммофитов достигла такого совершенства, что пионеры первого порядка даже отмирают при утере подвижности песков. Многие и животные псаммофилы не способны существовать вне песчаного субстрата, например, тушканчик, жуки-карабиды и скарабеи, ящерица круглоголовка и др.

Приспособления растений к засыпанию песком:

1. Способность к быстрому росту надземных побегов, чтобы обогнать наносы песка и не быть засыпанными или пропустить песок между стеблями. На засыпанных песком частях стволов, ветвей и стеблей псаммофитов, потерявших доступ к ним солнечных лучей, возникают ярусы придаточных корней. На растущих концах корней имеются острые шпоры, позволяющие пробивать песок и выносить корни к поверхности наноса. При выдувании же корневищ и обнажении их для защиты от перегрева и засекания горячими песчинками, переносимыми сильным ветром, имеются прочные чехлики из песчинок, сцементированные выделениями корней.

Способностью к придаточному корнеобразованию на засыпанных частях стволов и ветвей обладают и многие древесные породы в степной и лесной зонах, особенно пойменные кустарниковые ивы и деревья: тополи, береза, ольха и др. У хвойных пород, например у сосны, придаточные корни на стволе не образуются. Но на толстых горизонтальных корнях после засыпания стволов сосны песком на высоту 2–4 м возникают тонкие якорные корни, устремляющиеся не вниз к близкому (1–1,5) уровню грунтовых вод, а вверх, к поверхности наноса, проявляя отрицательный геотропизм.

2. Способность псаммофитов к быстрому возмужанию: даже многолетние кустарники, например кандымы, нередко уже на первом году жизни цветут и обильно плодоносят.

3. Высокая парусность и подвижность зачатков, плодов, семян, обладающих аэродинамическими свойствами, все они анемохоры – формируются по аэронавигационному типу: баллон – аэростат (осока – илак); пропеллер (песчаная акация); парашют (селин-аристиды); крыло (саксаулы); упругий щетинистый мячик (каллигонум), обеспечивающий хорошее перекатывание и прыжки. Интересно развитие плодов каллигонумов щетинистых, крылатых или переходного характера. Оказывается, что щетинки – это не простые волоски, а трихтомные образования, в них имеются сосудисто-волокнутистые пучки. Самым древним видом этого рода является каллигонум каменистых пустынь – *S. hamadae* – плод у него похож на овальный баллон, заполненный внутри щетинками. При переходе на пески у такого каллигонума наружная стенка баллона превратилась в щетинки (подрод *Eucalligonum*). Другой путь эволюции плода – слияние щетинок в крылья (подрод *Pterococcus*). Третий путь – только нижние части щетинок слились в крылья, а верхние разветвленные их части остались свободными щетинистыми (подрод *Pterigobasis*).

Приспособления растений к выдуванию

От выдувания корней растения страдают больше, чем от засыпания их. Но даже растения с обнаженными ветром корневыми шейками и корнями не всегда гибнут под горячими лучами солнца и от ударов горячими (до 80°C) песчинками. Для этого у псаммофитов выработались следующие приспособления:

1. Способность к образованию зеленых порослевых побегов на обнаженных корнях растений как основных (от корневой шейки), так даже и от придаточных корней (на бывших засыпанных частях стволов), например песчаной акации и каллигонумов.

2. Способность выдутых и упавших растений кроной задерживать и накапливать в ней переносимый ветром песок, в котором после дождей возникают придаточные корни, восстанавливая жизнедеятельность организма.

3. Способность к образованию на корнях, стеблях, листьях защитной

ткани в виде кутикулы, пробки, футляров из песчинок на корнях, защищающих их от быстрого высыхания, ожога и засекания песком. Особенно мощны и прочны такие футляры на корнях у растений пустыни, например, у аристиды.

12.1.2. Приспособления растений к сухости и высокой температуре песков

1. Ускоренное развитие. Растения песков быстро проходят фенологические фазы. Даже в гумидных областях они начинают вегетировать на 8–15 дней раньше, чем на глинистых почвах. В марте-апреле пески пустынь – цветущий сад, но уже в мае – начале июня эфемеры и однолетники отмирают, эфемероиды же – злак мятлик луковичный и осока (илак), – как и другие травянистые многолетники, желтеют и усыхают до осенних дождей. Полукустарнички полыни и другие кустарники (саксаул, черкез) летом впадают в анабиоз и плодоношения у них смещаются на осень.

2. Сокращение испаряющей поверхности. Для уменьшения потерь воды на испарение и транспирацию некоторые растения пустынь сбрасывают на лето широкие и оставляют лишь узкие листья (смирновия, астрагалы и др.). Узколистность свойственна растениям песков и гумидных областей (злакам – песколюбке, колосняку, овсянницам; осокам и др.). У ряда растений пустыни листья редуцированы до крошечных размеров или совсем исчезают и процесс ассимиляции осуществляется зелеными однолетними прутевидными побегами. Афильными являются саксаул, джужгун, эфедра и др. Снижают потери воды также опушение и восковой налет на листьях и стеблях, утолщение и блестящая поверхность кожицы, способность листьев поворачиваться ребром к солнцу (например, у ивы каспийской), погружение устьиц, опробкование стеблей и корней.

Приспосабливаются к сухости климата и почв и фитоценозы пустынь разреженным стоянием кустарников и мощной корневой системой, охватывающей большую площадь питания.

К физиологическим приспособлениям относятся:

1) способность переносить значительные потери влаги тканями и быстро восполнять недостаток ее при увлажнении песка;

2) высокое осмотическое давление клеточного сока, например у такого суккулентного ксерофита, как черный саксаул, до 63 атм (против 25 атм у песчаной акации), что позволяет ему регулировать интенсивность транспирации в самые жаркие часы дня;

3) накопление в вегетативных органах растений углеводов, что усиливает высасывание воды из почвы, в значительной мере это связано с повышенным содержанием солевых веществ – до 15–20 % (вместо 4–6 % у растений гумидных областей);

4) увеличенное количество пектиновых веществ, слизей и эфирных масел, помогающих удерживать в тканях и экономно расходовать влагу (ароматичные полыни летом в тихую погоду окутаны парами эфирных масел).

У теплокровных животных также температура тела поддерживается почти на постоянном уровне, за счет отдачи или приобретения тепла изменением интенсивности работы сердца, частоты и глубины дыхания, охлаждением тела повышенным потоотделением.

Все живое в пустыне для защиты от прямых солнечных лучей в жаркие часы дня стремится укрыться в тени деревьев, кустарников, в норах и др.

12.1.3. Приспособления растений к бедности песков элементами питания

Особенно бедны кварцевые бескарбонатные безглинистые, безгумусовые пески. В условиях столь «выдающейся бедности» (Г.Н.Высоцкий) мириться с ней могут не все растения автотрофы, а лишь олиготрофы (олигос – бедный). Насколько тяжело переносят растения недостаток пищи, особенно азотной, можно судить по такому примеру: корни, образующиеся на подземном штамбе виноградной лозы, не идут в глубь песчаной толщи, а обволакивают омертвевшую кору своего же штамба, используя ее как единственный источник азотной пищи. Также и овцы в пустыне, истощенные длительным голоданием, поедали друг у друга шерсть.

1. Важное значение при этом у высших растений приобретает микотрофный тип питания с помощью грибницы-микоризы на их корнях. Например, на тонких корнях сосны гифы грибницы окутывают каждую песчинку, сильно увеличивая этим поглощающую поверхность корневой системы. На подсохшей стенке почвенного разреза гифы с песчинками висят как бусы и дрожат при движении воздуха.

Микоризообразователями у сосны являются грибы: масленок, козляк, сыроежка, дождевик, мухомор, а иногда и белый гриб, синяк, подберезовик и др. (Маслята появляются в культурах сосны даже там, где сосна никогда не росла, например, в песках Северного Прикаспия и Приаралья (Большие Барсуки)).

Для развития микоризы, однако, необходимо, чтобы в песках содержалось хоть немного гумуса (0,03–0,1%), как энергетического материала. На безгумусных кварцевых песках растет карликовая сосна. Но и на богатых гумусом почвах из-за легкой доступности азотной пищи, грибница на корнях сосны также развивается слабо.

2. Многие растения усваивают азот непосредственно из атмосферного воздуха с помощью клубеньковых микроорганизмов. У ольхи черной в культурах на близководных песках клубеньки на корнях образуют агрегаты размером с кулак. Симбионтом у ольхи является актиномицет, не развивающийся на корнях других пород – лоха, акации белой, или

черемухи. Корни сосны и других древесных пород охотно проникают в клубеньки ольхи, акации. Богата азотом и подстилка из листьев ольхи и корневой ее опад, что улучшает рост и состояние сосны, березы на песках в смешанных насаждениях. В 100 г. почвы под ольхово-еловым насаждением накапливается азота до 80–100 мг, а без ольхи – лишь доли миллиграммов. В Урдинских полупустынных кварцевых песках смешанные культуры сосны с черной ольхой имели наилучший рост и темно-зеленую хвою; несколько слабее положительное действие на рост сосны оказывала белая акация и еще слабее – лох узколистный. Также и урожай трав на почвах по расчисткам ольхи черной достигал 71 ц сырой массы, а по расчисткам сосны лишь 14 ц/га.

3. Развитие у растений на песках широко раскидистой корневой системы позволяет охватить большую площадь питания. При этом корни сосны, акации, кустарниковых ив и других растений на безгумусных песках не проникают глубоко в почву, а поднимаются на склоны и вершины бугров на расстояние до 15–20 м в погоне хотя бы за следами органической пищи от разложения других растений или хвои (хемотропизм). Кроме того, пески с поверхности увлажняются гораздо чаще даже слабыми дождями, чем в более глубоких слоях.

12.2. Происхождение флоры песков

В конце мелового и в третичное (палеоген-неоген) время в Европе господствовала растительность влажных (аквитанская флора) и сухих (тургайская флора) субтропиков. В плиоцене (7–5 млн л.н.) в Евразии возникали высокие горы (альпийский орогенез). В плейстоцене (0,7 млн лет) климат изменился на более континентальный с чередованием ледниковых и межледниковых периодов. Обширные низменные подгорные равнины заполнились морскими, речными флювиогляциальными отложениями глин и песка. Источником флоры на них являлись горноальпийские луга, каменистые гаммады, лессы, суглинки подгорных склонов, глины междуречных водоразделов, морские побережья (литорали), солончаки. Попадая с этих местообитаний на пески, растения значительно изменялись, распадались на новые экологические формы и виды.

1. Флора альпийских лугов явилась прародителем ксерофитных корневищных осок, которые распались на два экологических типа: пелитофильный с мелкими плодами – осоку толстостолбиковую *Carex pachystylis* и псаммофильный – осоку вздутоплодную *C. physodes* с крупными вздутыми плодами, легко перемещаемыми ветром (анемохор). Имеется на лессовидных суглинках и переходный тип *C. Subphysodes*.

2. Со щебнистой гаммады перешли на пески кустарники – эфедра, аммодендрон, каллигонум (кандымы), а из семейства маревых – приземистый боялыч, превратившийся на песках в крупный кустарник черкез,

псаммофитный саксаул белый, а по руслам древних потоков и речным террасам гемипсаммофитный саксаул черный. С каменистых пустынных плато переселились на пески полукустарничковые ароматичные полыни, а также астрагалы, луки, эремусы и др.

3. С междуречных суглинков и глин распространялись в степной зоне на пески речных долин дерновинные пелитофильные злаки – ковыль, типчак, тонконог (келерия). Из них возникли экологически дифференцированные виды, способные переносить засыпание песком с образованием на стеблях в песке придаточных корней, нередко несколькими ярусами. На легкосупесчаных почвах имеются и гемипсаммофитный мелкий дерновинный злак змеевка (клеистгена).

Пелитофилы	Гемипсаммофилы	Псаммофилы
<i>Festuca sulcata</i>	<i>F.laeviscula</i>	<i>F.Beckeri</i>
<i>Koeleria gracilis</i>	-	<i>K.glayca</i>
<i>Stipa Ioanis</i>	<i>S.Ioannis</i>	<i>S.Ioannis sabulosa</i>

4. Флора прибрежно-морских литоральных песков (например, прибалтийских) является родиной псаммофитов, переселившихся на пески флювиогляциальных и речных долин.

Литоральные виды		Долинно-речные виды
Песколюбка	<i>Ammphylla</i>	-
Колосняк	<i>Leymus arenaria</i>	<i>L.giganteus</i>
Осока	<i>Carex arenaria</i>	<i>C.colchica</i>
Курай	<i>Salsola Kali</i>	<i>S.ruthenica</i>
Овсяница	<i>Festuca ovina</i>	<i>F.Beckeri</i>
Синеголовник	<i>Eryngium maritimum</i>	<i>E.campestre</i>

В пустыне морские литорали являются родиной псаммофитных крупных полукустарничковых зеленых полыней, лишенных эфирно-масличных запахов (из подрода дракункулюс): полыни песчаной. На связнопесчаных и супесчаных почвах эти полыни сменяются полынями ароматичными (из подрода серифидиум) – морской, белой астраханской (лерхе), серой белоземельной и др.

Миграция растений на пески происходила не только из ближайших местообитаний. Пески оказались удобной дорогой – экологическим проводником (желобами) для распространения на тысячи километров флоры (и фауны) с гранитов, известняков, лессов, солончаков. Обратное же на эти прежние местообитания из песков уже мало кто возвращался – настолько изменялась экологическая специализация организмов. Способствовали этому не только факторы селекции, но и экологической, географической изоляции, например при разделении территории на отдельные части в результате изменения направления течения рек, проре-

завших песчаный массив, и др. Возникшая географическая разобщенность разновидностей, затем подвидов и наконец – видов (филогенетические смены) приводила к непрерывному возникновению новых местных форм. Для степных песков Днепра (Борисфен) выявлены такие растения эндемики, отличающиеся от растений на песках Сев.Донца и Дона.

<i>Stipa Ioannis</i>	<i>S.Borysthenicus</i>
<i>Koeleria glauca</i>	K. - « -
<i>Onobrychis arenaria</i>	O. - « -
<i>Thymus odoratissimus</i>	T. - « -
<i>Scnecia iacobaea</i>	S. - « -
<i>Echinops ritro</i>	E. - « -
<i>Agropyron cristatum</i>	<i>A.lavrenkianum</i>
<i>Featuca Beckeri</i>	<i>F.laevinscula</i>
<i>Linaria odora</i>	<i>L.dulcis</i>
<i>Leymus giganteus</i>	<i>L.sabulosus</i>

М.П.Петров [1963] составил таблицу географически замещающихся видов растений пустынь Азии. Кустарниковые псаммофиты Центральной Азии характеризуются эдификаторами из родов карагана, гедизарум, а эдификаторами песков Средней Азии являются каллигонум, эремопартон, сальсоля. Оба эти центра в палеоген-неогене были разделены морем Тетис, покрывавшим территорию Ирана, Туранскую и Западносибирскую низменности. По мере усыхания Тетиса суша заселялась растениями с Востока (Азиатский центр) и с запада (Сахарский центр древнего Средиземноморья). Особо интенсивно, «взрывами», видообразовательный процесс происходил в плиоцене и в плейстоцене в связи с резкими изменениями в это время физико-географической обстановки в ледниковые и межледниковые эпохи.

Очаги развееваемых песков всегда существовали, даже в плювиальные периоды плейстоцена, когда на преобладающей площади пески покрывались растительностью. Не только в пустынях, но и в степной зоне (например, на Дону) имеются в местах с особо напряженным ветровым режимом массивы тысячелетиями не зарастающих полностью песков. Антропогенная дефляция резко усилилась в эпохи бронзы и железа в связи с все возрастающей деятельностью кочевых скотоводческих племен, с чем связывают даже гибель крупных государственных объединений гуннов, тобасов, тангутов и других азиатских народов [Грум-Гржимайло, 1933].

Для пустынь Северного Турана Л.Я.Курочкина с соавторами [1984] различает следующие пять исторических этапов псаммофитизации флоры:

- 1) хвойниковый (эфедровый) – Сахаро-Гобийский ранний этап развития вечнозеленых растений;
- 2) крупнокустарниковый саванновый мезоксерофильный плиоцен-плейстоценовый этап формирования и расселения кустарников;

3) саксауловый экстрааридный этап расселения в плиоцен-плейстоцене саксаула и др.;

4) степной мезоксерофильный этап проникновения в плювиальные периоды плейстоцена и голоцена в пустынях Турана степных элементов, в том числе дерновинных злаков – ковылей, житняка (*Agropyron fragiie*) и др.;

5) псаммофитный антропогеновый этап в позднем голоцене возникновения развеваемых песков и зарастания их пионерами псаммофитами, в том числе пионерами полынями песчаная, Келлера, Димо и др.

12.3. Смены растительности на песках (сукцессии)

Различают сукцессии (смены) филогенетические и экогенетические. Первые являются результатом внутренних (эндогенных) процессов видообразования и естественного отбора, протекающих в течение многих тысячелетий. Вторые протекают в течение нескольких лет или десятилетий и вызываются внешними (экзогенными) процессами син-эндо- и экзогенетических смен.

К сингенетическим относятся смены при заселении растениями вновь возникшего субстрата, например, свежей отмели реки. Эти смены легко обратимы, так как воздействие растений на субстрат еще слабое.

Эндогенетические смены связаны с жизнедеятельностью самих растений, формированием фитоценозов с почвами на них.

Экзодинамические смены не связаны с жизнедеятельностью самого фитоценоза, а вызываются внешними, более или менее резкими изменениями среды (пирогенные, зоогенные, антропогенные, климатогенные смены).

При зарастании накопивших влагу открытых песков растения – пионеры всегда более гидрофитны, чем растения последующих стадий зарастания песков. И, напротив, с превращением песчаных почв в развеваемые пески состав растений становится все более мезофитным.

Американский ученый Ф.Е.Клементс уподобляет конечную климаксовую стадию фитоценоза человеческому организму: он также возникает, растет, созревает и отмирает – это онтогенеза климакса. Каждый климакс развивается из предшествующего – это его филогения. Современные климаксы, если исключить воздействие человека, относительно стабильны, хотя в них протекают процессы метаморфизма и филогенеза.

К понятию «климакса» отчасти близко понятие коренных растительных сообществ (ассоциаций, типов леса, типов растительности песков). Им противопоставляются производные растительные сообщества, возникшие под влиянием хозяйственной деятельности человека, пожаров и др. и представляющие сукцессионные стадии в той или иной серии.

Примером коренных (тысячелетиями мало изменяющихся) ассоциаций на песчаных почвах могут быть:

1. Боры беломошники, боры зеленомошники на песчаных дерново-подзолистых и дерново-боровых почвах в лесостепной и степной зонах.

2. Степь типце-ковыльная на песчаных дерново-степных почвах в лесостепной, степной и полупустынной зонах.

3. Житняковый белопопынник на связнопесчаных и супесчаных дерново-полупустынных почвах в полупустыне.

4. Эфемеровый белопопынник на супесчаных дерново-пустынных почвах в северной пустыне.

5. Осочковый белосаксаульник на песчаных дерново-пустынных почвах в южной пустыне.

Экзодинамические смены стадий дигрессии и растительного покрова песчаной степи, например при развевании песчаных пастбищ в результате чрезмерного выпаса скота, происходят следующим образом:

1. Стадия – умеренного сбоя. Господство дерновинных злаков – овсянницы Беккера, ковыля перистого, келерии сизой и др. Почва умеренно разрыхлена.

2. Стадия – значительного сбоя. Дернинные злаки сменяются стержнекорневыми двудольными растениями: полынью песчаной, молочаем и др. Почва значительно разрыхлена.

3. Стадия – сильного сбоя. Травостой изреживается. В составе его преобладают длиннокорневищные злаки: вейник, колосняк, осока колхидская, пырей пушистоцветковый, а также корнеотпрысковые растения – тысячелистник Гербера и др. Почва начинает развеиваться с поверхности.

4. Стадия – чрезмерного сбоя. Растительность почти отсутствует. Почва интенсивно подвергается дефляции.

При демулационных сменах – стадии зарастания таковы:

1. Стадия – голые развеиваемые сыпучие пески.

2. Стадия – зарастающие, полуразвеиваемые пески с редкой растительностью пионеров I порядка, главным образом из корневищных трав (пырей пушистоцветковый, колосняк, осока колхидская), способных даже в условиях неблагоприятных для прорастания семян, быстро размножаться вегетативным путем, из полукустарников и кустарников (полынь песчаная, раkitник днепровский).

3. Стадия – полужаросшие пески, начинающие уплотняться и сглаживаться в рельефе. Господство пионеров II порядка: раkitника русского (вместо раkitника днепровского), овсянницы Беккера, келерии, чебреца, внедрение некоторых стержнекорневых растений – представителей «целины».

4. Стадия – жаросшие пески «вторичной песчаной степи» с господством дерновинных злаков. Отличается от «первичной степи» видовым составом дерновинных злаков и других растений, а также наличием погребенных почв и эоловым мезорельефом с признаками недавней подвижности песков.

Как видно из вышеизложенного, стадии демулации в общем повто-

ряют стадии депрессии, но в обратном порядке. Однако на сильноперевейных песках полностью прежний состав растительности и почв никогда не восстанавливается. Различия между «первичной» и «вторичной» песчаной степью будет тем больше, чем сильнее отличаются друг от друга исходная почва и почва вновь формирующаяся на перевейных песках.

Например, при развеивании черноземовидных глубокогумусированных супесчаных почв, на вновь возникших перевейных песках обедненных гумусом и физической глиной происходит следующая смена эдификаторов:

Первичная супесчаная степь

Festuca sulcata
Koeleria gracilis
Stipa capillata
Stipa Ioannis

Вторичная песчаная степь

F.Beckeri
K.glauca
 —
S.sabulosa

После распашки дерново-степной песчаной почвы в первые годы за-растания (залежи) преобладают сорные однолетники, только через три года появляются первые многолетники и более чем через 10 лет восстанавливается на них покров дерновинно-злакового разнотравья (табл. 14).

Таблица 14. Смена состава растений на залежи после распашки дерново-степной песчаной почвы на Дону [Зюзь, 1964]

Состав растений	Возраст залежи, лет	Однолетников, %	Многолетников, %	
			Всех	Злаков
Сорные однолетники	2	100	нет	нет
Однолетники + полынь полевая	3	60–80	40–20	нет
Полынь + разнотравье	4–5	30–20	70–80	10–20
Полынь + разнотравье	6–10	10	90–100	30–40
Дерновинно-злаковое разнотравье	>10	нет	100	60–80

В каждой климатической зоне и даже на каждом крупном песчаном массиве смены растительности (дигрессии и демутации) протекают по разному [Курочкина, Кузнецов, 1986; Мирошниченко, 1986].

Например, бедные мономинеральные пески на Дону зарастают обычно такими псаммофильными растениями, как овсяница Беккера, келерия сизая, чабрец Палласа, молочай Сегье и др. На богатых полиминеральных карбонатных Терско-Кумских песках эти виды отсутствуют и зарастание развеянных песков происходит с участием овсяницы

желобчатой, чебреца Маршалла, молочая острого и других видов, обычно свойственных супесчаным и суглинистым почвам. На Терско-Кумских песках охотно поселяются и такие довольно требовательные к плодородию почвы растения, как люцерна голубая, прутняк простертый, бессмертник однолетний и др.

Примером псаммофитных сукцессий в пустыне могут служить пески левобережья Амударьи в Юго-Восточных Каракумах, когда-то бывших под белосаксаульниками, но за последние 3–2 тыс. лет пребывающих в развеваемом состоянии. Сукцессии на этих песках стационарно обстоятельно изучались Г.Т.Кандаловой [1987, а, б], установившей следующий ряд стадий зарастания этих хотя и безгумусных, но полиминеральных карбонатных песков с глубоким (5–20 м) уровнем грунтовых вод. Пески с близким (менее 5–6 м) уровнем грунтовых вод приурочены лишь к редким долинообразным понижениям и заняты черносахсаульниками.

1. Еркекселиновый кандымник (*Calligonum arborescens* Stipagrostis Karelini). Крупногрядовые пески с барханными цепями, ориентированными поперек активных ветров. Перенос песчаного материала достигает 6–12 т/м в год [Вейсов, 1968]. Сильно выражены процессы засыпания, засекания и выдувания. Существовать в таких условиях могут лишь эволюционно самые молодые специализированные псаммофиты пионеры I порядка с максимальной скоростью роста и развития (многие плодоносят с первого года жизни), но не доживают до предельной старости. Малое проективное покрытие песков (до 5%) растениями обеспечивает промывной тип водного режима. Основными пионерами являются крупный многолетний злак еркек-селин (*Stipaagrostis karelini*) и древовидный кустарник кандым (*Calligonum caput medusae*) с годичным приростом побегов до 1,5–2 м. К ним присоединяются эремоспартон (*Eretosparton flaccidum*), черкез (*Salsola palezkiana*), прирост у которых до 1,3 м, и другие кустарники с неглубокой (0,5–1 м) корневой системой.

2. Уркачиселиновый кандымник (*Calligonum caput medusae*-*Stipagrostis pennata*). С повышением сомкнутости кустарников до 15–20% изменяется рельеф барханных песков и часть их превращается в незадерновые бугристые, барханные же цепи меняют направление на продольное ветрам. Возникают поверхности аккумулятивно-дефляционные, транзитно-дефляционные, аккумулятивные и нейтральные (в ветровой тени у подножия склонов осыпания барханных цепей). Общий перенос песка снижается до 5–6 т/м в год. Глубина распространения корневых систем увеличивается до 1,5–2 м. И хотя полного смыкания корней еще не наступило, водный режим песков становится периодически промывным. Мезоксерофильные пионеры I порядка сменяются менее рослыми и более ксерофитными пионерами II порядка: еркек-селин (*Stipagrostis Karelini*) замещается уркачи-селином (*S. pennata*), кандым древовидный (*Calligonum arborescens*) – кандымом (*C. caput medusae*), черкез Палецкого (*Salsola palezkiana*) – черкезом (*S. richteri*). Поселяются представители семейства бобовых: изящное деревце песчаной акации (*Ammodendron*

conollyi), астрагала (*Astragalus paucijugus*) и травянистым многолетником (*Heliotropium argusoides*), а в межрядовых понижениях даже и однолетний эфемерный злак костер кровельный (*Anisantha tectorum*). Рост и развитие всех кустарников еще мало снизился, а продолжительность жизни несколько даже увеличилась.

3. Илаковый белосаксаульник (*Haloxylon persicum* – *Carex physodes*). Проективное покрытие растениями песков возрастает, а перенос снижается до 0,3–0,2 т/м в год. Рельеф сглаживается до бугристо-ячеистого. Эдификаторами становятся более ксерофитные псаммофиты III порядка, в том числе галоксерофит саксаул белый (*H. persicum*). Надземная сомкнутость достигает максимума 20–30%, корневые системы смыкаются, у белого саксаула корни проникают на глубину 3–4 м. Постепенно поверхность песка между кустами саксаула, и других кустарников заселяется псаммоксерофитной осокой вздутоплодной – илаком (*Carex physodes*). Она образует на глубине 5–15 см дернину – «корешковый горизонт» – из клонов и корневищ, а вертикальные ее корни уходят вглубь на 60–80 см. Водный режим становится непромывным: осадки проникают весной на глубину 60–120 см. Темпы развития фитоценоза снижаются, но часть особей доживает до естественной старости. Семенное возобновление хотя иногда и появляется, но не приживается. Под кронами белого саксаула образуется корка от разложения опада его вегетационных веточек, богатых щелочными солями и по периферии крон селятся однолетние галофиты и эфемеры. Под осокой накапливаются пылеватые частицы и гумус в корешковом горизонте – до 0,2%. Влагоемкость НВ возрастает до 5–6%. Однако узкие редкие листочки осоки не способны защитить поверхность песка в верхнем 3–5-сантиметровом слое от перевевания – до 20–30 кг с 1 м²/год [Вейсов, 1968]. В результате за несколько тысячелетий песок оказывается перевеванным на глубину 1,5–3 м и содержит в себе следы остаточного гумуса. Это способствует глубокому укоренению саксаула, на корнях которого формируются биогенные карбонатные конкреции «аккырши». Устойчивость илакового саксаульника и длительность его жизни может быть наибольшая (не менее 100 лет) из всех предыдущих стадий сукцессий, но лишь при условии, что зоонаселение биогеоценоза находилось в равновесии с фитоценозом. Достигалось это выпасом диких копытных – джейранов, куланов, а затем также и овец, верблюдов. Они поедали листья илака – «сено на корню летом», ассимиляционные побеги и ветви кустарников и одновременно рыхлили копытами песчаную почву. При нагрузке в пределах 4–6 голов на 1 га илаковый саксаульник был длительно устойчив. При чрезмерном же скотосбое и особенно при переходе от равномерного выпаса к концентрации скота с длительным стоянием у колодцев в радиусе 3–5 км от них растительность уничтожалась полностью и возникали развеваемые барханные пески.

4. Илаково-мохово-белосаксаульник (*Haloxylon persicum* – *Carex physodes* *Tortula desertorum*). При отсутствии умеренного выпаса скота на

поверхности пустынной песчаной почвы образуется карбонатная корочка, почва уплотняется и постепенно на ней начинают расселяться водоросли, лишайники и мох карасарзан (*Tortula desertorum*), приобретающий при высыхании темный цвет. Почва под мхом поглощает весеннюю влагу осадков, затрудняет ее просачивание вглубь. В результате замедляется смена генеративных поколений илака и кустарников, ограничиваются возможности внутри и межвидовой борьбы, утрачиваются генеративные функции особей растений и наступает отмирание ценной популяции с превращением ее в черномоховую пустыню (переход к серии илаково-моховых саксаульников происходит за 30–40 лет). Решающая роль при этом принадлежит эндогенным ценоотическим процессам: лишь самые древние и примитивные представители растительного царства – водоросли, лишайники, мхи сохраняют жизненность. В отличие от этой климаксовой стадии, в первых стадиях псаммогенных сукцессий принадлежит ведущая роль экзогенному фактору – подвижности субстрата и поселению на нем эволюционно самых молодых пионеров эндемиков.

Формирование илаково-моховых белосаксаульников следует отнести к резерватогенной (без выпаса) дигрессивной сукцессии, смену же растительности на барханных песках по мере их закрепления от кандымников до илаковых белосаксаульников – к резерватогенной демулационной сукцессии.

Другим типом сукцессионного развития пастбищных экосистем Каракумов является дигрессивно пасторальный в результате чрезмерного выпаса скота. В этом случае формирование разбитых песков происходит быстро и часто без смены коренных растительных сообществ производными. В конечном итоге в местах сбоя остается сильнооразреженный кустарниковый ярус из черкеза и синузии весенне-вегетирующих злаков (костер, мортук), при отсутствии в травяном ярусе илака.

В настоящее время в Туркменских Каракумах илаково-белосаксауловые пастбища обарханены на площади 1,5 млн га, а сильно- и средне-сбитых пастбищ насчитывается более 10–12 млн га.

Под влиянием интенсивного выпаса и вырубки кустарников пастбища деградируют за 5–8 лет. При охране на песках сильной степени дегрессии растительность не восстанавливается и за 17 лет. Одна из причин отсутствие поступления семян в связи с полной выружкой саксаула и других кустарников. Но и длительная охрана влечет снижение продуктивности экосистем, что вызвано появлением мохово-лишайниковой растительности и уплотнением поверхности песков. Таким образом, опустынивание в Каракумах происходит не только под влиянием чрезмерного воздействия антропогенного фактора, но и в результате отсутствия выпаса скота. Следовательно, необходимо равномерное умеренное использование всей территории пустынных пастбищ [Нечаева, 1978, 1979].

Сильно деградированные обарханевшиеся песчаные пастбища нуждаются в улучшении – посеве семян на песках с прогоном отары овец для их заделки. На менее испорченных участках, где сохранился илак,

посев производится по узкополосной (2–3 м) распашке с заделкой семян бороной. Такие искусственные пастбища продуктивнее естественных. Высевает семена кустарников и полукустарников, травы эфемеры появляются потом сами. На песках через 7–10 лет урожай кормов увеличивается в три раза – до 9 ц/га [Нечаева, 1978].

Для борьбы с замоховением пастбищ необходимо искусственное рыхление поверхности; внедрение в моховые сообщества видов, выдерживающих со мхом конкуренцию за влагу; умеренный выпас в системе пастбищеоборота [Гунин и др., 1985].

Приведенную выше схему сукцессий для глубокоперевеянных барханных приамударьинских песков конечно, нельзя распространять на пески других генетических типов, например на равнинно-волнистые пылеватые пески с прослойками суглинка в Обручевской степи Юго-Восточных Каракумов, подвергшихся лишь слабой древнезолотой переработке. Псаммофит осока (*Carex physodes*) замещается гемипсаммофитом (*S. subphysodes*) [Нечаева, 1968], переходным экотипом к пелитофильной осоке на лессах (*C. pachystilis*). Обилен здесь на пылевато-легкосупесчаной почве и мятлик луковичный, который вместе с осокой образует дернину. Мелкие барханные пески возникают здесь в основном лишь в результате распашки почвы, а не от скотосбоя. Заращение этих песков происходит значительно быстрее и другим составом травянистых кустарниковых видов.

Глава 13. Почвообразование на песках

13.1. Песчаные почвы в генетической классификации почв

Свойства песков, связанные, в первую очередь, с их гранулометрическим составом, не могут не отразиться на процессах почвообразования. Какое же место в генетической классификации отводится песчаным почвам?

Основоположники генетического почвоведения Н.М.Сибирцев и В.В.Докучаев обратили внимание на то, что в местах выхода на поверхность кварцевых песков в зоне черноземов единый ареал распространения черноземов прерывается, уступая место образованиям, которые Н.М.Сибирцев в своей классификации отнес к «грубым, близким по составу к породе, вследствие трудности изменяемости последней» и отнес к азональным. Г.Н.Высоцкий [1911] отмечал однотипность песчаных почв – «песчаные пространства в почвенном отношении сохраняют однотипность в наиболее широком масштабе, почти не реагируя на те климатические диверсии, которые вызывают смену типов почв суглинистых через несколько классов. От зоны подзолистых почв до каштановых песчаные почвы являются более или менее одинаковыми». «Однотипность» песчаных почв на большом протяжении объясняется особенностями их водного и теплового режимов. Песчаные почвы относятся к более сухим и теплым в северных районах (лесная зона) и к более влажным в южных (степная зона). Границей между этими двумя группами песчаных почв С.С.Соболев [1931] считал северную лесостепь, южную границу лесной зоны. На севере, где в дефиците тепло, а влага в избытке, ведущая роль в почвообразовании принадлежит «южному» тепловому режиму песков. На юге, где в дефиците влага, ведущая роль в формировании растительного и почвенного покрова принадлежит «северному» водному режиму песчаных почв, которые здесь выщелочены от солей и увлажняются глубже, чем почвы тяжелые. В лесной зоне С.С.Соболев отмечал меньшую, чем на суглинках, оподзоленность песчаных почв, в лесостепной зоне выделял на песках дерновые почвы, а в степной – песчаные черноземы, проникающие и в полупустыни. Б.Б.Полынов говорил о возможности образования черноземов на террасовых песках Дона, доказывая полигенетичность песчаных степных почв, а железистые образования в них (псевдофибры, ортзанды) – реликтом былой подзолистой стадии почвообразования. В принятых генетических

классификациях почв гранулометрическому составу почв отводится более, чем скромная роль (на уровне низшего таксона), которая отнюдь не соответствует его действительному значению.

В «Указаниях по диагностике и систематике почв» [1967] песчаные почвы выделяются на правах родов зональных почв. В типе подзолистых и дерново-подзолистых почв на песчаных и супесчаных почвообразующих породах выделены роды почв с дальнейшим подразделением их на виды: псевдофибровые, слабодифференцированные, контактно-глеевые и др. В типах серых лесных почв, черноземов, каштановых и бурых полупустынных песчаные почвы выделены как роды слабодифференцированных почв. Слабодифференцированные черноземы характеризуются в классификации «неясными границами генетических горизонтов и нетипично выраженными морфологическими признаками (окраска, структура, сложение и др.). Установление принадлежности к определенному подтипу нередко затруднительно. И только в зоне пустынь на песках выделен самостоятельный тип песчаных пустынных дернистых почв с недифференцированным профилем, с разделением на роды по минералогическому составу.

Многообразие почв, сформированных на легких породах в разных климатических зонах, не соответствует этому делению. И многие почвоведы, подчеркивая однотипность процессов почвообразования и морфологии песчаных почв в пределах 2–3 биоклиматических зон, выделяют песчаные почвы на уровне типов с указанием всех классификационных таксономических уровней.

13.2. Возраст и особенности песков как почвообразующей породы

Пески на Земле появились, когда на остывающей планете возникли перепады температур и создались условия для физического, а затем (CO_2 и H_2O) химического выветривания горных пород – изверженных, метаморфических и осадочных

Песчаные массивы пустынь возникли в неоген-четвертичное время, т.е. за последний 1 млн лет (с плиоцена), в основном за последние 500–12 тыс. лет (в плейстоцене) и продолжают накапливаться сейчас в голоценовое время (12–10 тыс. лет).

Песчаные пустыни Средней Азии сложены песками, вынесенными реками с Памиро-Алтая, где пески возникли в результате выветривания гранитов. А террасовые пески речных долин и Полесья являются водно-ледниковыми или древнеаллювиальными отложениями песков, вымытых из коренных пород – меловых, третичных и др.

Чистые мономинеральные пески, например кварцевые, у нас в стране встречаются очень редко, главным образом в ископаемом со-

стоянии в породах третичного, мелового, юрского возраста (белые «стесольные» пески), когда выветривание песков происходило интенсивно в условиях влажного и теплого тропического климата, и все малоустойчивые минералы, кроме кварца, выветрились, остался один кварц. В.М.Фридланд [1970] относит такие пески к сверх зрелой коре выветривания. Мезоминеральные пески содержат до 10% ауксессоров (полевые шпаты и др.), а содержание кварца не превышает 50–70%. Полиминеральные пески состоят из нескольких (4–9) минералов с содержанием каждого из них более 10%. Это богатые «юные» в истории Земли пески, еще содержащие много неустойчивых к выветриванию первичных минералов. Обычно такие пески приурочены к подножию молодых горных поднятий альпийского (6–3 млн лет) орогенеза. Содержание кварца в полиминеральных песках уступает содержанию полевых шпатов; имеется примесь апатита, эпидота, слюд, кальция и др. Эти минералогически «незрелые» горные породы всегда карбонатные, богаты элементами зольной пищи для растений (P, Ca, Mg, K, Na, S).

Особенности песков как почвообразующей породы порождают у песчаных почв в разных зонах ряд общих черт, а именно:

1) крайне низкую поглотительную, способность которая для песков и легких почв степной зоны составляет (в мг/экв на 100 г почвы): в песках 1–3, в песчаных почвах 2–5, в связнопесчаных почвах 4–7, в супесчаных почвах 8–15, в суглинистых почвах 25–40;

2) бедность элементами азотной и минеральной пищи для растений;

3) невысокую микробиологическую активность песков и почв, малое количество микробов, грибов, актиномицетов, почвенных водорослей;

4) низкую буферность и малую поглотительную способность песчаных почв, в результате чего почвенные растворы в периоды засух могут достигать вредной для растений концентрации. Во влажные же периоды почвенные растворы, а также питательные вещества могут выноситься вглубь за пределы корневой доступности. Поэтому минеральные удобрения в песчаных почвах надо вносить малыми дозами, но более часто. Точно так же известкование кислых почв следует проводить осторожно – малыми дозами; применяя не молотый мел или известняк, а мергель или лесс, в которых кроме карбонатов кальция содержатся также и пылеватые глинистые (коллоидные) частицы. Таким образом в кислых почвах нельзя сразу увеличивать активную реакцию до нейтральной ($pH=7,0$), и тем более до щелочной, так как при бедности коллоидами даже нейтральная реакция действует на растения как щелочная. Наиболее благоприятной здесь будет активная реакция при $pH=5,7-6,6$, а если кислые почвы богаты перегноем, то даже при $pH=5,0$. Даже на юге степной зоны в песчаных почвах, сформированных на кварцевых песках, активная реакция обычно ниже в водных ($pH=6,1-6,5$) и в солевых вытяжках ($pH=5,3-5,8$);

5) очень высокую водопроницаемость и низкую влагоемкость, что обуславливает порывистый, неустойчивый водный режим песчаных почв и быстрое вымывание вглубь продуктов выветривания и почвообразования. С уменьшением глинистости легких почв на песках увеличивается скорость впитывания и фильтрации воды и снижается водоудерживающая способность (влагоемкость) почвы и значения МГ, ВЗ, НВ, ПВ. Поэтому пески и песчаные почвы в 2–4 раза глубже промачиваются осадками и талыми водами в аридных областях. Соответственно возрастает в песках и легких почвах мощность выщелоченного от солей слоя;

6) высокую воздухопроницаемость (аэрацию). Но вместе с тем не все поры в песках достаточно велики для прохождения корней растений. Это при жесткости поровой структуры слежавшихся песков и отсутствии в них трещин, ходов червей и насекомых – препятствует освоению глубоких слоев песка корневыми системами растений;

7) незначительную усадку при слеживании песков и взрыхленных песчаных почв, а так же слабую способность к образованию глубоких трещин при высыхании почв. Поэтому проникновение корней в глубокие слои слежавшегося (однофазного) песка сопряжено со значительными трудностями, особенно для первого поколения леса;

8) бесструктурность (раздельночастичность) и неустойчивость песчаных почв к развеванию ветром, что сообщает почвообразовательному процессу на песках прерывистый характер;

9) раннее прогревание весной, сильное нагревание летом, глубокое промерзание песков зимой, что приводит к созданию особого микроклимата как самих песчаных почв, так и приземного слоя воздуха;

10) в агрономическом отношении песчаные почвы легки для обработки. Весной их можно пахать сразу же после схода снега, а в конце лета и ранней осенью – после первых хороших дождей. Но при высыхании супесчаные (остаточно-солонцеватые) почвы в степной зоне и в полупустыне способны очень сильно уплотняться и затвердевать настолько, что ломаются плуги.

Многие из вышеперечисленных отрицательных свойств песчаных почв значительно ослабевают или становятся даже положительными, если на корnedоступной глубине (0,7–1,5 м) пески подстилаются суглинком или глиной – сплошным слоем или прерывистыми тонкими слоями. Положительно действует залегание с глубины 0,7–1,5 м известняка, мергеля или другой мелкозернистой породы. В таких двухслойных почвах можно не опасаться, что питательные вещества будут вымыты в глубокие слои бесплодного песка за пределы корневой доступности. В случае многослойной песчано-суглинистой породы корни растений проникают глубоко в подпочву и полностью используют влагу и питательные вещества. Улучшаются агрономические свойства песчаных почв и в том случае, если они сформировались не на мономинеральных кварцевых, а на полиминеральных песках, содержащих кроме кварца – полевые шпаты, слюды, глауконит, лейцит, нефелин и другие минера-

лы, способные при выветривании обогащать почву коллоидными частицами и элементами минеральной пищи. Соответственно увеличивается буферность, микробиологическая активность, влагоемкость, ускоряется почвообразовательный процесс (особенно в аридных областях, где сильно выражена импัลверизация) и повышается плодородие почв. И хотя бесструктурность, подверженность дефляции и отрицательные моменты термического режима в них сохраняются, однако даже при отсутствии суглинистых прослоев, песчаные почвы на полиминеральных песках более ценны для использования в сельском и лесном хозяйстве, чем почвы, сформированные на песках мономинеральных кварцевых.

13.3. Песчаные почвы в разных климатических зонах

13.3.1. Тундра и таежно-лесная зона

В этой зоне находится более 50 млн га самых сухих и теплых здесь песчаных почв. Они неустойчивы к дефляции, пастбища страдают от перегрузки, легко разбиваются колесами автотранспорта. Сельское хозяйство – очаговое. Для повышения производительности песчаных почв необходимы удобрения – органические, минеральные, известковые, тепловые мелиорации, повышение влагоемкости.

Большое влияние на рельеф севера оказали оледенения в четвертичный период. Песчаные территории представлены ледниковыми, водноледниковыми, озерно-аллювиальными осадками, а так же отложениями бореальных трансгрессий. Преобладают зандровые равнины, реже аккумулятивные формы рельефа – озы и камы. Имеются и эоловые формы рельефа как древнего, так и современного перевевания; это дюны приморские и континентальные (параболические дюны) и бугристо-котловинные пески.

В тундре на песках господствует мохово-лишайниковая растительность, южнее встречается травянистая растительность и отдельные деревья или группы (березы извилистой, ели и лиственницы). В таежной зоне преобладают олиготрофные виды растений – ягельные лишайники и вересковые кустарнички. Широко распространены здесь на песках соновые леса.

Огромная территория, охватывающая тундру, характеризуется изыточным атмосферным увлажнением ($KY > 1$) и общей холодностью – низким количеством тепла (энергии), участвующим в почвообразовании, и кратким теплым периодом. Биоклиматические особенности холодных гумидных областей, высокая водопроницаемость и низкая влагоемкость песков, а также бедность их минералами, неустойчивыми в зоне гипергенеза обуславливают общие особенности песчаных почв, формирующихся в этих зонах по подзолистому типу. Автоморфные почвы на **кварцевых песках севера Европейской части России** от юж-

ной тундры до границ южной тайги и лесостепи В.Д.Тонконогов [1972] объединил в один тип подзолистых Al-Fe-гумусных почв. Все эти почвы не оглеены, имеют четкую дифференциацию на подзолистый и иллювиальный горизонты, кислую реакцию, низкую емкость поглощения, ненасыщенность основаниями поглощенного комплекса. Гумус фульватный и количество его незначительно. Характерно четкое элювиально-иллювиальное перераспределение ила и полуторных окислов. Профиль почвы O-A1-A2-B-G-C.

Смена природных зон и подзон слабо сказывается на свойствах подзолистых Al-Fe-гумусовых почв. Намечается лишь одна принципиальная граница между собственно подзолистыми и дерново-подзолистыми Al-Fe-гумусовыми почвами, которые различаются главным образом по характеру аккумулятивного органогенного горизонта и внутрипрофильного распределения гумуса. Собственно подзолистые песчаные почвы формируются под мохово-кустарничково-лишайниковыми ассоциациями. Белесый гор. A2 у них обнаруживается непосредственно под оторфованной подстилкой (0) и резко отграничен от ржаво-бурого иллювиального гор. В, в верхней части которого максимум органического вещества (не считая 0). Реакция почвы $pH=4,5-5,6$. Дерново-подзолистые почвы формируются под развитыми травяным и кустарничково-травяным покровом в южной части таежной зоны. У них относительно хорошо развит аккумулятивно-гумусовый гор. A1, гор. A2 – менее белесый (сероватый), а гор. В – не столь ярко и интенсивно окрашенный, вследствие более слабого накопления в нем органического вещества и постепенного убывания гумуса, R_2O_3 и ила с глубиной. Эти почвы несколько более мощны, величина pH у них более высокая 5,0–6,5.

На полиминеральных (грубозернистых, щебнистых) песках в условиях холодного гумидного климата под тундровой или северо-таежной растительностью формируются неоподзоленные Al-Fe-гумусовые почвы или бурые лесные (подбуры, Таргульян, 1971; ожелезненные неоподзоленные [Лялин, 1975] кислые выщелоченные ненасыщенные почвы с бурым (красновато- или коричнево-бурым) профилем типа O-B_f(V_{hf})-C. По морфологии и свойствам эти почвы на песках существенно отличаются от формирующихся в подобных условиях суглинисто-глинистых почв. Профилю подбуров характерно следующее строение: под темно-бурым или темно-серым органоаккумулятивным горизонтом залегает бурый или красно-бурый минеральный горизонт, постепенно светлеющий с глубиной. Иногда наблюдается вымывание подвижного органического вещества в верхнюю часть минерального профиля (V_{hf}). В оподзоленных вариантах подбуров в верхней части отмечаются слабые признаки осветления бурой окраски или наличие серовато-белесых пятен и линз

Для подбуров характерны следующие признаки: кислая реакция почвы со снижением кислотности вниз по профилю; аккумулятивный характер распределения органического вещества и общего количества поглощенных катионов; ненасыщенность почвы в верхней и средней час-

тях профиля. Аккумулятивный тип распределения ила и общее его содержание варьирует в зависимости от характера почвообразующей породы. В распределении валового содержания и оксалато-растворимых соединений железа и алюминия наблюдаются слабые признаки элювиально-иллювиальной дифференциации, особенно в подтипе оподзоленных подбуров. Верхние и средние части профиля подбуров обеднены кремнеземом. В гумусе преобладают фульвокислоты; как в них, так и в гуминовых кислотах доминируют подвижные и агрессивные фракции, способные активно воздействовать на почвенные минералы и давать с продуктами их разрушения подвижные комплексы. Основная масса органических веществ, образующихся при разложении подстилок и корневого опада, осаждается в верхней части профиля в виде устойчивых органо-минеральных комплексов, но часть их вымывается нисходящими почвенными растворами и после осаждения с железом и алюминием образует иллювиально-гумусовый горизонт.

Незначительные различия Al-Fe-гумусовых почв по мощности дернового и подзолистого горизонтов связаны с особенностями минералогического и гранулометрического состава почвообразующих песков и возрастом почв.

Наиболее молодые почвы приурочены к эоловым пескам. По сравнению с водно-ледниковыми и аллювиальными они хорошо отсортированы, содержат меньше крупного песка и гальки, но меньше частиц пыли и ила. Они менее влагоемки, минералогический состав их беднее (содержание кварца возрастает до 80–90%), в них меньше содержится элементов питания. Почвы на эоловых песках чаще встречаются слабозрелые, которые в таежной зоне отнесены к типу ареноселей, подтипу гумидных [Розанов, 1988]. Они эволюционируют в подзолистые почвы. В зависимости от возраста древостоя мощность подстилки, гор. A1 и A2 меняются. Под 60-летними культурами сосны на дюнных песках Латвии мощность лесной подстилки 3–5 см, под ней заметно посерение песка от гумуса и отбеление кварцевых зерен. Под 110-летними культурами сосны мощность подстилки увеличивается до 10 см и ясно выделяется гор. A2 [Буш, 1968]. Дальнейшее увеличение мощности подзолистого гор. A2 почвы затормаживается. Мощность подзолистых почв в возрасте 50–100 лет не превышает 4 см, в 500–1000-лет до 80 см, а затем в 2–4 тыс. лет – мощность почвы почти не увеличивается [Александровский, 1983]. В Карелии подзолистым песчаным почвам в возрасте 100–150 лет характерна мощность гор. A1A2 3–6 см и гор. B 15–20 см; в возрасте 2300 лет мощность гор. A1A2 увеличивается до 7 см, гор. B до 23 см, что приближается к мощности зрелых подзолистых почв. Под молодыми эоловыми песками часто обнаруживаются остатки более древних лесных почв.

Пример двухъярусной почвы, сформированной на прибрежной дюне в Латвии под 200-летним насаждением сосны:

I ярус (0–92 см). Прimitивная почва на эоловом мелкозернистом песке: 0(0-6)- A2(6-15)-BC(15-35)-C.

II ярус (более 92 см). Погребенная слабоподзолистая почва: 0/A1(92-95)- A2(96-102)- B(102-155)- C(>135 см).

Погребенная почва (II) сформировалась на среднемелкозернистом песке, содержащем 1–0,8% физической глины. В горизонте O/A содержание физической глины и ила выше – 3,9 и 2,7%.

Эоловый песок более мелкозернистый, содержание физической глины 1%, в том числе ила 0,8%. Накопление пылеватых и илистых частиц в результате почвообразования в молодой почве (I) не наблюдается. Обе почвы бедны гумусом, в гор. A2(I) гумуса 0,19%, в гор. OA(II) – 2,43%, в гор. A2(II) – всего 0,09%. Гор. OA(II) темноокрашенный и более гумусированный изменился в погребенном состоянии в результате разложения и минерализации лесной подстилки, он более оглинен и более влагоемок по сравнению с другими горизонтами, имеет более высокую емкость поглощения и степень насыщенности основаниями (до 77 %), содержит больше подвижных форм фосфора и калия (табл. 15). К таким погребенным гумусовым горизонтам приурочены вторые ярусы ветвления корней. Наличие погребенных почв, особенно с сохранившимся гумусовым горизонтом, значительно улучшает рост сосновых насаждений.

Таким образом, в таежной зоне на песках под сосновыми борами развит тип подзолистых Al-Fe-гумусовых почв с подтипами собственно подзолистых и дерново-подзолистых почв и тип неоподзоленных почв – бурых лесных. Почвы молодые позднеголоценовые на зарастающих эоловых песках отнесены к типу ареносолей, подтипу гумидных.

13.3.2. Лесостепная зона

Климат умеренно континентальный, степень засушливости нарастает с запада на восток и с севера на юг. В целом эта область недостаточного увлажнения, в северной части коэффициент увлажнения $KY=1-0,7$, на юге – 0,66–0,5. Сумма температур более 10° на западе (2400–3200°), на востоке (1400–1800°). Зона сравнительно однородна по температурам теплого периода (18–20°), но заметно различается в зимний период. Температура наиболее холодного месяца в лесостепи колеблется от -4–8° на западе (мягкая зима) до -25° на востоке (холодная зима). Значительные различия по долготе наблюдаются также в отношении годового количества осадков, которое уменьшается от 500–700 мм на западе до 350 мм на востоке. Продолжительность периода вегетации, составляющая на западе около 150–180 дней, сокращается на востоке до 90–120 дней.

Растительность. На безлесных участках растительность степная – разнотравно-типча-ковыльная. Легкие почвы используют под пастбища, сенокосы, пашню и сады. На окультуренных почвах урожай зерновых увеличивается до 30 ц/га, картофеля до 250, трав – 25–50 ц/га. Лесная

Таблица 15. Гранулометрический состав и химические свойств двухярусной почвы, сформированной на дюнных песках Латвии

Гори- зонт	Глу- бина, см	Содержание частиц, %, диаметр частиц, мм						рН воды	Гу- мус, %	Химические свойства							
		0,5- 0,25	0,1- 0,05	0,01- 0,005	0,005- 0,001	< 0,001	1)			2)	3)	4)	5)	6)			
		0,25	0,10	0,05	0,01	0,005									0,001	0,001	
		I ярус – золовый нанос (0–92 см)															
A2	5–10	14,2	84,3	0,4	0,1	0,1	0,1	0,8	1,0	5,3	0,19	0,79	0,12	0,91	13,1	6,6	0,2
C	50–70	15,9	81,5	0,4	1,2	0,1	0,1	0,8	1,0	6,0	0,02	0,44	0,06	0,50	12,0	3,2	0,4
II ярус – погребенная почва (>92 см)																	
AOA	92–95	19,1	69,8	3,4	3,8	1,1	0,1	2,7	3,9	5,7	2,43	3,50	12,32	15,82	77,8	6,9	1,6
A2	95–100	32,5	65,5	0,7	0,1	0,1	0,1	0,9	1,1	5,9	0,09	0,93	0,19	1,02	18,6	3,3	0,4
B	110–125	41,2	57,0	0,8	0,2	0,1	0,1	0,6	0,8	5,6	0,02	0,70	0,12	0,82	14,6	5,0	0,3
C	170–185	30,4	64,0	0,7	4,1	0,1	0,1	0,6	0,8	5,5	-	0,39	0,06	0,45	13,0	7,4	0,1

- 1) Гидролитическая кислотность
- 2) Сумма поглощенных, Ca^{2+} и Mg^{2+}
- 3) Емкость поглощения
- 4) Степень насыщенности основаниями
- 5) Фосфор подвижный
- 6) Калий обменный

растительность представлена сосновыми борами. На песках по террасам рек в раннем и среднем голоцене сосна распространялась до низовий Дона и Днепра. Под травянистыми сосновыми борами формировались дерново-боровые связнопесчаные почвы с профилем А-В-ВС-С, мощностью до 70–80 см, с железистыми псевдофибрами в гор. С с глубины 150 см. В позднем голоцене сосновые леса исчезли в степной части юга России в связи с усилением континентальности климата и дерново-боровые почвы трансформировались в дерново-степные.

Подобные почвы, сходные по морфологии, распространены на кварцевых песках от тайги до южной полупустыни. Слабая способность их реагировать на смену природных зон объясняется почти одинаковыми во всех зонах их водно-физическими свойствами, рефлексорность, сенсорность песков (по И.А.Соколову). Эти почвы называют серопески [Сергеев 1913; Пологинов, 1926], боровые пески [Горшенин, 1957]; скрыто-подзолистые [Тюрин, 1922]; бурые кислые срытоподзолистые [Герасимов 1959]; светло-бурые [Ремезов, 1958]; бурые лесные [Штефанович, 1960], ржавоземы [Фридрих, 1955]; ржаво-бурые [Тихоненко, 1969], дерново-боровые и дерново-степные [Гаель, 1962]; ожелезненные неоподзоленные [Лялин, 1975].

Почвообразование на кварцевых и кварц-полевошпатовых песках в этой зоне определяется кислой средой, постоянно окислительными условиями и бедностью основаниями почвообразующей породы. Характерно элювиально-иллювиальное перемещение подвижных форм Fe_2O_3 и Al_2O_3 , кислотный гидролиз первичных минералов, глубокое выщелачивание с выносом подвижных оснований, кремнезема и с относительным накоплением менее подвижных соединений железа и алюминия преимущественно в несиликатных формах, при ослабленном глинообразовании, т.е. альфегумусный процесс.

Причины, затрудняющие появление осветвленных подподстилочных горизонтов: повышенный рельеф – дренированность при глубоком уровне грунтовых вод. Малая подвижность железа (господство окислительных процессов) и низкое абсолютное содержание агрессивного органического вещества из-за малого поступления опада в сосновых лесах. При его разложении, несмотря на кварцевый состав породы, соотношение R_2O_3 и фульвокислот может оказаться достаточно широким, а растворение настолько небольшим, что осаждение органо-железистых и органо-алюминиевых соединений происходит на небольшой глубине.

Поверхность минералов изменена и выражается в ожелезнении биотита, политизации полевых шпатов, серитизации поверхности слюд. Наличие железистых новообразований на зернах кварца и кутаны придают почве желтые и охристые тона. Степень ожелезнения усиливается с возрастом почв.

Ожелезненные неоподзоленные почвы на кварцевых песках в южной части лесной, лесостепной и степной зонах имеют общие черты с бурыми лесными почвами на полиминеральных песках в лесной зоне: кислая

реакция, постепенно усредняющаяся по направлению к горизонтам ВС и С; преобладание аккумулятивного характера распределения илистой фракции, физической глины и гумуса по профилю почвы. От подбуров они отличаются более инертной породой (кварцевые и олимиктовые пески), содержащей меньше полуторных окислов, оснований и других элементов (кроме кремнезема). В меньшей степени с этим связаны абсолютные величины накопления оксалатнорастворимых и «активных» форм железа и алюминия, а также илистой фракции и органического вещества. Почвы кислые с pH 5,5–6,5, вниз по профилю кислотность уменьшается. Величины гидролитической и обменной кислотности увеличиваются к поверхности и в верхних минеральных горизонтах достигают 9 мг/экв на 100 г почвы. В составе обменной кислотности водород и алюминий играют приблизительно одинаковую роль. В этих почвах не наблюдается минимума органического вещества в подподстильном горизонте. Отношение Сг.к. : Сф.к.=0,7–0,9, содержание гумуса 0,7–0,8%.

На полиминеральных песках под сосновыми борами в лесостепи сформированы также дерново-боровые почвы, которые отличаются от подобных почв на кварцевых песках большей мощностью гумусового горизонта, большим содержанием гумуса и элементов питания и наличием карбонатов (дерново-боровые глубококарбонатные).

13.3.3. «Пристепные» боры на песках

Сосновые боры на золово-аллювиальных песках произрастают в настоящее время не только в лесостепной, но даже и в степной и в сухостепной зоне. Это Хреновской и Бузулукский боры, ленточные боры Прииртышья и Минусинские, островные боры Северного Казахстана.

13.3.3.1. Хреновской бор

Хреновской бор расположен на юге Воронежской области (около 17 тыс. га) на границе лесостепи и степи. Осадков здесь выпадает около 500 мм, возможны засухи. Продолжительность вегетационного периода 188 дней.

В доледниковую эпоху территория бора представляла котловину, образующуюся в результате более древнего размыва коренных пород, которая в ледниковую эпоху заполнилась флювиогляциальными отложениями разного гранулометрического состава. Мощность отложений достигает 80 м, для которых характерно чередование слоев песка, глин и суглинков. С течением времени потоки ледниковых вод уменьшались, отошли на запад и превратились в современную р.Битюг (рис. 15).

В долине р.Битюг выделяются четыре надпойменные террасы, по-

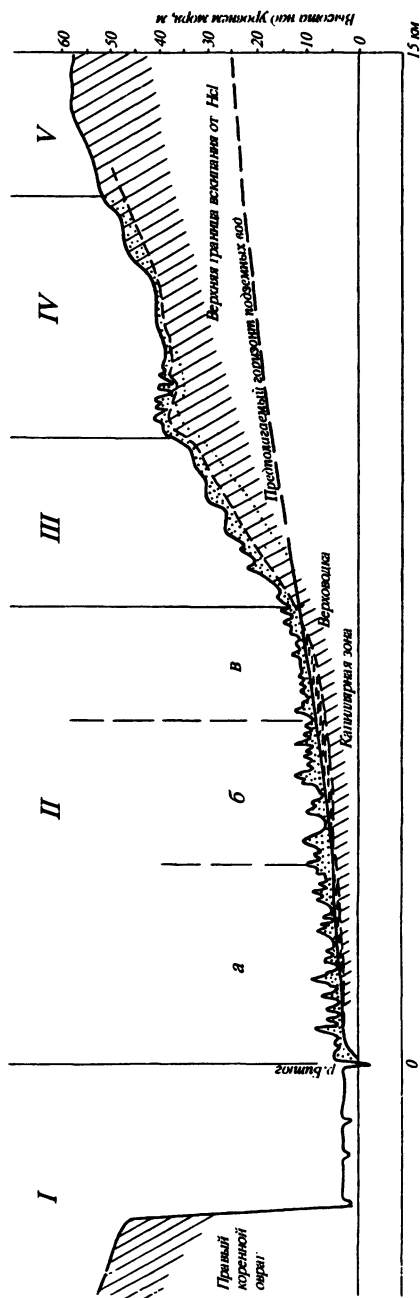


Рис. 15. Геоморфологический профиль долины р. Битог в районе Хреновского бора:

I – пойма, II – первая надпойменная терраса, а – зона оптимального увлажнения, б – зона недостаточного увлажнения, в – зона избыточного увлажнения, III – вторая надпойменная терраса, IV – третья надпойменная терраса, V – четвертая надпойменная терраса.

верхностные отложения на которых представлены древнеаллювиальными четвертичными отложениями – песками, суглинками и глинами. Мощность их на высоких террасах достигает 40 м, на низких 40–20 м. Эти отложения подстилаются коренными породами мела и девона.

Собственно «боровой» является наиболее широкая (5–8 км) и молодая (поздневалдайская) невысокая (5–15 м) первая надпойменная терраса. По выходе ее из-под воды в условиях холодного и сухого климата плейстоцена – начала голоцена (около 12–10 тыс. л.н.) пески террасы подверглись развеванию и сформировали дюны высотой 5–12 м. Позже, особенно в условиях влажного и теплого климата среднего голоцена мировались дерново-боровые почвы со слабыми псевдофибрами в песке («Атлантический» период климатического оптимума) на дюнах сформ. С; в междюнных понижениях развились дерново-луговые и болотные почвы.

На II–III террасах пески отложены поверх суглинков, на которых сформировались супесчаные и связнопесчаные почвы – черноземовидные под степною растительностью, дерново-боровые связнопесчаные и серые лесные под сложными борами, а там, где пески III террасы подверглись древнезоловой переработке, на дюнах под сосной возникли дерново-боровые песчаные почвы с хорошо выраженными псевдофибрами в песке гор. С.

Высокие надпойменные террасы IV–V сложены бурыми суглинками, на которых сформировались обыкновенные черноземы.

Боровая терраса близководная. В зависимости от глубины залегания грунтовых вод и высоты дюн в пределах боровой террасы выделяются три зоны:

1) оптимального увлажнения в припойменной полосе террасы, где глубина грунтовых вод не превышает 5–4 м и потому они доступны для корней сосны, образующей здесь насаждения свежего бора II бонитета. Крупные понижения между дюнами с глубиной грунтовых вод 0,5–1,2 м заняты прекрасными насаждениями влажного бора I–Ia бонитета со вторым ярусом из берез. Эти насаждения возникают самосевом в период влажных лет. Существенно при этом, что они выносят периодическое затопление корней по крайней мере до 90 лет;

2) недостаточного увлажнения в центре террасы, где грунтовые воды под высокими дюнами залегают на недоступной для корней глубине 10–6 м. Здесь формируются насаждения сухого бора III бонитета, в которых естественное возобновление весьма затруднительно: самосев появляется только в периоды особо благоприятных лет – один – два раза в столетие. Затруднительны здесь и лесные культуры. Лишь вокруг небольших болотцев в междюнных понижениях имеется узкая кайма самосевных сосняков I–II бонитета;

3) избыточного увлажнения в притеррасовом понижении при переходе к II террасе, где выклинивается поток грунтовых вод и широко распространены болота и озера. Преобладают насаждения березы и

осины, изредка – ольха и сосна. При этом береза, осина и сосна периодически – через 40–80 лет – усыхают от вымокания корней.

На II и III террасах имеется еще непостоянный горизонт верховодки на подстилающем суглинке, который исчезает на более высоких террасах.

Дерново-боровые почвы под сосновыми борами на I террасе сформированы на бедных почти чисто кварцевых, светложелтых, выщелоченных от карбонатов песках и имеют следующую морфологию: буровато-серый перегнойно-аккумулятивный гор. А мощностью 15–25 см, рыжий иллювиальный гор. В мощностью 45–65 см, постепенно переходящий в светлый песок гор. С с железистыми прослойками – псевдофибрами (р. 37).

На II и III террасах при подстилании песков суглинками произрастают сложные боры с дубом во втором ярусе, с подлеском из клена татарского, бересклета и бузины. Почвы здесь сформированы также дерново-боровые, но связнопесчаные большей мощности (А+В до 90 см) и большей гумусированности (р. 19). Корни сосны проникают в песок до подстилающего суглинка (до 250–360 см), в случае отсутствия суглинка, корни сосны сосредоточены в гор. А и В (р. 37).

По гранулометрическому составу пески Хреновского бора мелко-среднезернистые с явным преобладанием (особенно на III-ей террасе) фракции мелкого песка (60–83%). Участие фракции крупного и тонкого песка незначительно. Содержание последнего и крупной пыли увеличивается кверху за счет разрушения фракции мелкого песка. Илистой фракцией почвы очень бедны (менее 1%). По содержанию физической глины в гумусовых горизонтах дерново-боровые почвы должны быть отнесены к слабосвязнопесчаным (р. 37) и к связнопесчаным (р. 19) (табл. 16).

Содержание гумуса в дерново-боровой связнопесчаной почве 1,6%, а в слабосвязнопесчаной – 0,6%. С глубиной содержание гумуса резко снижается. Отношение C: N равно 9–11 в гор. А и 3–6 в гор. В. Емкость поглощения составляет даже в верхних горизонтах 3,97–7,46 мг-экв на 100 г почвы, с глубиной емкость обмена уменьшается: соответственно уменьшению количества гумуса (табл. 17).

В составе поглощенных катионов присутствуют водород, кальций, магний, причем водород (по гидролитической кислотности) во всех горизонтах преобладает. Источником его является разлагающаяся лесная подстилка в условиях сквозного промачивания почв. Высокое содержание водорода (а возможно и алюминия) обуславливают кислую реакцию почв. Реакция водной суспензии (рН) в верхних горизонтах 5,4–6,4, а в песке гор. С – до 6,9. Насыщенность катионами (около 60% от емкости обмена) наибольшая в гор. А связнопесчаной почвы, а минимальная (11 % от емкости обмена) в гор. С дерново-боровой связнопесчаной почвы. Величина насыщенности уменьшается к почвообразующей породе. Это связало с тем, что верхние горизонты почв летом быстро пересыхают и условия для взаимодействия растворов, насыщенных органическими кислотами, сохраняются только лишь в глубоких слоях.

Таблица 16. Гранулометрический состав дерново-боровых почв на мономинеральных (Хреновской бор) и полиминеральных (Бузулукский бор) песках

Горизонт	Глубина образца, см	Содержание частиц, %, диаметр частиц, мм									
		Потеря от HCl, %	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	<0,001		
Хреновской бор											
Разрез 37 Дерново-боровая слабовязнопесчаная почва											
A	0-10	0,6	2,4	29,1	60,3	2,0	2,1	1,0	1,6	0,9	3,5
B	20-30	0,3	1,4	28,8	65,8	1,4	0,4	0,4	0,8	0,7	1,9
"	40-50	0,2	1,4	28,7	67,0	1,2	0,3	0,3	0,3	0,6	1,2
C	60-80	0,2	1,3	28,3	67,9	1,1	0,3	0,3	0,2	0,4	0,9
"	140-160	0,1	0,8	11,9	83,1	2,8	0,4	0,3	0,2	0,4	0,9
Разрез 19 Дерново-боровая связнопесчаная почва, подстилаящая суглинком											
A	2-20	1,2	0,7	16,2	66,8	3,0	6,4	2,6	2,0	1,1	5,7
"	20-30	0,6	2,2	16,1	71,7	2,7	2,5	1,3	2,0	0,9	4,2
B	40-60	0,4	0,6	12,1	80,0	2,1	1,5	1,0	1,0	1,3	3,3
BC	65-85	0,3	0,6	12,0	81,7	1,4	1,5	0,7	0,7	1,1	2,5
C	100-120	0,1	0,8	11,9	83,1	1,0	1,4	0,3	0,5	0,9	1,7
Д	330-345	7,2	нет	6,6	16,4	11,9	33,4	8,0	11,8	4,7	24,5
Бузулукский бор											
Разрез 4 Дерново-боровая слабовязнопесчаная почва											
A	3-15	0,3	0,3	26,1	63,5	5,3	1,2	0,2	1,3	1,8	3,3
B	15-33	0,3	0,3	31,4	64,0	1,7	0,2	0,2	0,5	1,7	2,4
"	45-55	0,1	0,1	20,1	75,6	1,7	0,1	0,1	0,6	1,5	2,2
C	80-100	0,1	0,1	9,8	85,6	2,3	0,1	0,2	0,4	1,3	1,9
Разрез 12 Дерново-боровая легкосуглистая почва											
A	8-15	0,3	2,0	21,9	57,8	5,9	2,4	1,3	2,2	4,3	7,8
B	16-34	0,3	2,6	21,7	62,4	5,2	2,6	0,7	1,3	3,1	5,1
"	34-60	0,3	2,7	20,7	62,3	7,2	1,9	0,7	1,2	3,0	4,9
"	60-80	0,4	2,3	24,6	61,3	5,6	1,6	0,4	0,8	3,0	4,2
C	90-100	0,4	2,3	19,6	58,4	12,4	1,8	0,4	1,3	3,4	5,1

Таблица 17. Химические свойства дерново-боровых почв

Горизонт	Глубина образца, см	pH водной суспензии	Гумус общий, %	Азот общий, %	Гидролитическая кислотность	Поглощенные основания Ca^{++}	Поглощенные Mg^{++}	Сумма Ca^{++} Mg^{++}	Емкость поглощения	Степень насыщенности, %
Хреновской бор										
Разрез 37. Дерново-боровая слабоэвразнопесчаная почва										
A	0-10	5,4	0,61	0,04	3,31	0,48	0,18	0,66	3,97	16,63
B	20-30	6,0	0,20	0,02	0,90	0,20	0,07	0,27	1,17	23,08
"	40-50	6,1	0,05	0,01	0,88	0,08	0,02	0,10	0,98	11,36
C	60-80	6,2	0,02	0,01	0,56	0,06	0,01	0,07	0,63	11,11
"	140-160	6,4	нет	нет	0,30	0,04	нет	0,04	0,34	11,76
Разрез 19. Дерново-боровая связноэвразнопесчаная почва										
A	2-20	6,0	1,63	0,09	3,60	3,22	0,64	3,86	7,46	51,74
"	20-30	6,4	0,76	0,03	1,27	1,56	0,31	1,87	3,14	59,55
B	40-60	6,5	0,21	0,02	0,95	0,35	0,17	0,52	1,47	35,37
BC	65-85	6,8	0,10	0,01	0,68	0,26	0,11	0,37	1,05	35,24
C	100-120	6,9	0,03	следы	0,35	0,09	нет	0,09	0,44	20,45
Бузудукский бор										
Разрез 4. Дерново-боровая слабоэвразнопесчаная почва										
A	3-15	6,1	0,53	0,05	1,14	1,60	1,48	3,08	4,22	72,99
B	15-33	6,9	0,21	0,03	0,92	1,35	1,28	2,63	3,45	73,33
"	45-55	7,0	0,07	0,01	0,52	1,07	0,83	1,90	2,42	78,51
C	80-100	7,1	0,01	следы	0,23	0,68	0,65	1,33	1,56	85,26
Разрез 12. Дерново-боровая легкоэвразнопесчаная почва										
A	8-15	6,0	2,08	0,13	3,40	4,79	1,73	6,52	9,92	65,73
B	16-34	6,2	1,01	0,08	2,37	3,52	1,17	4,69	7,06	66,43
"	34-60	6,3	0,39	0,04	1,39	2,31	0,98	3,29	4,68	70,30
"	60-80	6,3	0,28	0,03	0,90	2,22	0,96	3,18	4,08	77,94
C	90-100	6,8	0,12	0,02	0,76	2,28	0,63	3,91	4,67	83,73

Таким образом почвы Хреновского бора очень бедны элементами зольной пищи и бонитет сосновых насаждения лишь при близком уровне грунтовых вод или при наличии суглинистых прослоев поднимается – до II–I класса. В этих случаях создаются условия для поселения не только сосны, но и дуба.

13.3.3.2. Бузулукский бор

Бузулукский бор в Самарском Заволжье занимает площадь около 100 тыс. га и расположен на юго-востоке европейской части России, в крупном расширении долин рек Самарки и Боровки, врезанных своими руслами более чем на 115 м ниже водораздельных плато. Климат в районе Бузулукского бора более континентален, чем в Хреновском бору. Боровые террасы – первая и вторая. Первая надпойменная терраса возвышается над рекой до 15 м и имеет пологий дюнный рельеф; вторая терраса с наиболее расчлененным дюнным рельефом поднимается над рекой на высоту до 25 м. Почвы на этих террасах дерново-боровые песчаные. На III и IV террасах сформированы черноземовидные супесчаные почвы на песках, подстилаемых с глубины 1–5 м слоистым легкосуглинистым деюнием с прослоями песка (рис. 16).

Пески надпойменных террас Бузулукского бора возникли от разрушения пестроцветных карбонатных пород пермского возраста, слагающих Западное Предуралье. По минералогическому составу пески полиминеральны и карбонатны, содержание минералов тяжелой фракции до 3–7%. Легкая фракция палево-шпатово-кварцевая с преобладанием (до 60%) обломков кремнистых, кварцево-палевошпатовых, железисто-глинистых пород и двуслюденых сланцев.

Интересно сопоставить дерново-боровые почвы на полиминеральных песках (Бузулукский бор) с дерново-боровыми на кварцевых песках (Хреновской бор). И те и другие почвы характеризуются как песчаные средне-мелкозернистые с малым содержанием пыли, но в полиминеральных песках (р. 4) – с большим содержанием ила. Физическая глина только в гумусовом горизонте достигает 3,5% и 5,7% в песчаных почвах и 7,8% в легкосупесчаных почвах. Почвообразующие пески рыхлопесчаные, физической глины в них содержится около 1–2% (табл. 16). Мощность профиля почв (А-В-ВС) 50–70 см – на мономинеральных песках и до 80 см, а в понижениях до 90 см – на полиминеральных песках. Содержание гумуса в гор. А соответственно – 0,5–0,8% и 1,2–1,6%. Степень насыщенности основаниями 60 и 80%, величина pH равна от 5,4–6,0 в гор. А, до 6,8–7,2 в гор. С, а в почвах на полиминеральных песках, выщелоченных от карбонатов на разную глубину, соответственно от 6,0–6,8 до 7,5–8,5. Почвы Бузулукского бора отличаются от таких же почв Хреновского бора наличием карбонатов и известковых трубча-

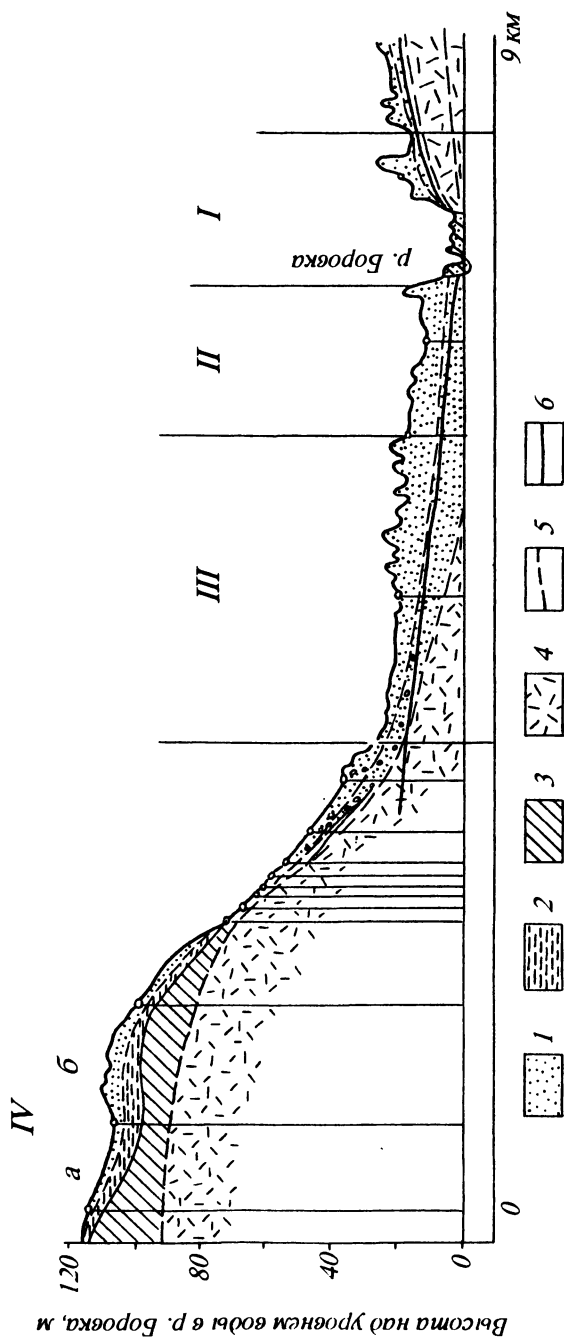


Рис. 16. Геоморфологический профиль долины р. Боровки в районе Бузулу́кского бора:

I – пойма, II – первая надпойменная терраса, рельеф волнисто-равнинный, бор зеленомошник I-а бонитета, II – вторая надпойменная терраса с дюнными всхолмлениями, бор зеленомошник II-III бонитета, V – склон коренного берега, а – дубняк липово-сосновый, б – бор лубово-липовый, 3 – суглинок, 4 – коренные породы, 5 – верхняя граница карбонатов, 6 – горизонт грунтовых вод.

тых стяжений на корнях сосны, они богаче элементами зольного питания растений и микроэлементами (табл. 17).

Известно, что на полиминеральных песках Бузулукского бора сосна образует высокопроизводительные насаждения: I и II бонитета даже при залегании грунтовых вод на глубине 4–5 м. На кварцевых же мало-влагоемких дюнных песках Хреновского бора сосняки I и II бонитета встречаются только в плоских и по краям заболоченных котловинах между дюнами с уровнем грунтовых вод на глубине 0,5–2,5 м т.е. в местах, где бедность песков компенсируется их более благоприятным водным режимом.

13.3.3.3. Минусинские ленточные боры

Минусинские ленточные боры располагаются на правобережье Енисея в Абакан-Минусинском палеозойском прогибе. В раннем плейстоцене здесь существовали слабопроточные озера, в которых Енисей отложил мощную (до 100 м) толщу мелко-тонкозернистых песков, прикрытых затем плащом легкого суглинка. Позже водами местных рек (Ничка, Лугавка и др.) суглинок частично был размыт. Источником песчаного материала послужили продукты выветривания горных пород Саян. В конце Сартанского оледенения Сибири – около 10 тыс. л.н. – озерные бассейны получили речной сток на север, где ранее ледниковые покровы подпирали огромную массу талых ледниковых и речных вод, препятствуя стоку их в Ледовитый океан.

Мезорельеф террас низкогрядово-увалистый, в основном эрозионного происхождения, но с наличием золовых песчаных гряд высотой 5–10 м. Чем моложе терраса, тем больше ее поверхность усложнена золовыми грядами. На грядах распространены дерново-боровые почвы разного возраста (р. 106 – А-АВ-В-50 см). Под золовыми наносами песка в понижениях нередко обнаруживаются погребенные палеогидроморфные почвы с карбонатным гор.В_к (р. 29), рис. 17.

Минусинские пески по минералогическому составу относятся к полиминеральным. В них сохранились почти все первичные минералы, в том числе карбонаты, и до 40% песчаных зерен представлено обломками горных пород. На долю минералов легкой фракции приходится 70–96% кварца, но содержатся и полевые шпаты – от 4% в мелких до 30% в тонких зернах песка. Доля тяжелой фракции составляет 4–30%, и содержание ее также увеличивается в тонких зернах, преобладают эпидот, амфиболы, оливин. В профиле почв по сравнению с материнской породой уменьшается содержание полевых шпатов, роговой обманки, апатита, слюд, кальцита, подвергающихся разложению. Такие пески значительно плодороднее песков почти кварцевых (Хреновской бор).

Благоприятен и гранулометрический состав Минусинских песков, который в основном определяет водно-физические свойства почв на

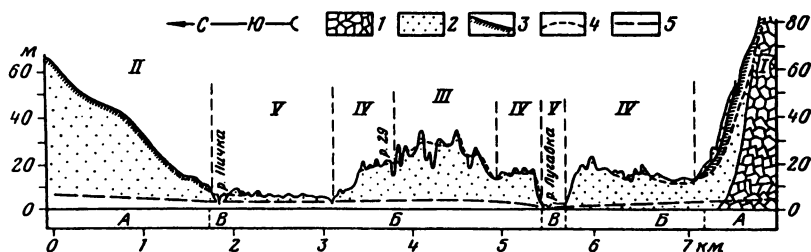


Рис. 17. Профиль нивелировки через боровую ленту в междуречье Нички и Лугавки (с. Знаменское):

I – отрог Саянских гор с плащом песков, навешенных на его склон, II – долинный склон местного водораздела, сложенный мощной толщей песков (Q_1-Q_2), III – вторая надпойменная терраса (Q_3), IV – первая надпойменная терраса (Q_3), V – поймы рек (Q_4). 1 – коренные породы Саян, 2 – пески, 3 – супесчано-суглинистый делювий на песках, 4 – бывшая поверхность рельефа песчаных террас и погребенных палеогидроморфных почв, 5 – горизонт грунтовых вод. А – степь на черноземовидных супесчаных почвах, распахиваемых и подвергающихся дефляции, Б – сосняки кустарниковые и мшисто-травяные на двухъярусных связнопесчаных почвах и сосняки брусничники, местами остепненные, на песчаных почвах, В – луга низкой поймы, луга и сосняки высокой поймы р. Нички на дюнных песках, в прибрежной части реки почвы подвергаются дефляции.

песках; 60–88% составляют в них фракции 0,25–0,10 и 0,10–0,05 мм. Содержание физической глины в профиле дерново-боровых почв от 2% в гор. С увеличивается до 6% в гор. А-В дерново-боровой почвы (на вершине дюны) и до 10% – в межрядовом понижении; в погребенных палеогидроморфных почвах содержание физической глины составляет 14%. Распределение тонких частиц по профилю имеет аккумулятивный характер. С содержанием физической глины связаны влагоемкость почв (НВ), которая не превышает 10–5% – гор. А и С песчаных почв (табл. 18).

Карбонатов в песках гор. С содержалось 1–1,5% CO_2 , под лесом они вымыты на глубину 1,5–3 м, где их содержание составляет лишь 0,05–0,10% CO_2 . В этой выщелоченной толще песка наиболее развитых почв встречаются псевдофибры.

Реакция среды песков и почв близка к нейтральной (рН 6,3–7,6) в гор. В_к – к слабощелочной (рН 8,1). Поглощенных оснований в песках гор. С_к содержится всего 3–4 мг-экв, в гумусовых горизонтах их количество возрастает от почв песчаных к супесчаным до 10–15 мг-экв/100 г почвы.

Гумуса в дерново-боровых почвах на Минусинских песках в 2–3 раза больше, чем в дерново-боровых почвах на песках европейской части России – до 1,5–4% в песчаных и до 5–6% – в супесчаных почвах. Но уже с глубины 10–30 см содержание гумуса уменьшается до 1–2% и на

Таблица 18. Гранулометрический состав и некоторые химические свойства почв на песках Лугавской ленты Минусинских боров

Горизонт, глубина, см	Содержание частиц, %, диаметр частиц, мм							CO ₂ , %	Гумус, %	pH		Поглощенные катионы, мг-экв/100 г			
	Потеря от HCl, %	0,5–	0,25–	0,10–	0,05–	0,01–	< 0,001			вод.	сол.	Ca ²⁺	Mg ²⁺ сумма		
		0,25	0,10	0,05	0,01	0,001									
Разр. 106. Дерново-боровая почва на переванном песке высокой дюны под остепненным сосняком															
A 0–7	2,0	10,1	70,3	2,2	9,2	3,6	2,6	6,2	0,05	1,48	7,4	6,0	6,8	2,8	9,6
AB 7–15	0,6	10,1	78,4	6,7	сл.	2,0	2,2	4,2	0,04	-	7,2	5,2	2,2	1,7	3,9
B 20–30	1,0	7,4	84,3	3,9	сл.	1,6	1,8	3,4	0,04	-	7,1	4,9	2,0	1,7	3,7
C 50–60	1,1	9,4	86,0	0,9	0,8	сл.	1,8	1,8	0,03	-	6,8	5,1	1,6	1,2	2,8
100–110	0,8	19,9	75,5	сл.	1,6	0,8	1,4	2,2	нет	-	7,2	5,6	-	-	-
C _x 200–210	2,9	18,8	74,0	1,3	0,8	0,4	1,8	2,2	-	-	7,6	6,3	-	-	-
300–310	3,2	19,0	74,4	1,0	0,4	0,6	1,4	2,0	0,09	-	7,9	6,8	-	-	-
400–410	3,2	26,0	68,3	0,3	0,4	сл.	1,8	1,8	0,10	-	7,8	6,8	-	-	-
Разрез 29. Двухъярусная почва в межгрядовом понижении под сосняком кустарниковым II бонитета – в верхнем ярусе дерново-боровая на золовом наносе, нижний ярус – палеогидроморфная почва															
Верхний ярус															
A 2–7	3,4	7,1	38,6	21,7	18,5	7,3	3,4	10,7	0,03	7,53	7,4	5,5	23,8	4,9	28,7
7–15	2,1	5,1	41,9	22,6	16,4	8,2	3,7	11,9	-	3,19	7,4	5,5	12,1	3,4	15,5
AB 15–36	1,8	6,7	48,0	23,4	10,0	2,5	7,6	10,1	0,02	1,62	7,6	5,7	9,5	2,8	12,3
BC 36–47	1,7	7,0	51,3	22,6	8,6	4,1	4,7	8,8	0,02	-	7,6	6,0	6,2	2,4	8,6
Нижний ярус															
AB 47–66	2,1	4,1	39,4	22,9	18,2	9,7	3,6	13,3	0,03	1,31	7,6	5,9	13,2	3,7	16,9
66–84	1,7	3,5	31,8	33,1	15,8	9,4	4,7	14,1	0,03	0,99	7,9	6,5	11,8	1,2	13,0
B 84–103	2,1	3,7	29,0	44,0	10,4	4,9	5,9	10,8	0,07	0,48	8,3	6,6	8,9	2,2	11,1
B _x 103–120	2,6	7,8	81,3	5,5	2,1	0,1	0,6	0,7	1,65	-	8,7	7,1	25,0	2,1	27,1
C _x 180–200	4,2	5,9	39,9	36,5	3,8	8,2	1,5	9,7	0,70	-	8,8	7,3	-	-	-

глубине 50 см составляет 0,2–0,3%. Высокое содержание гумуса (7,5%) в поверхностном слое верхнего яруса почвы (р. 29) обязано наличию «остаточного» гумуса в эоловом наносе, на котором сформирована эта почва. В погребенной же почве нижнего яруса содержание гумуса из-за его минерализации и распада составляет всего 1,3%. Соответственно азота в гумусе почвы верхнего яруса содержится 0,284%, а нижнего – 0,056%. Малое содержание гумуса (1,48%) в дерново-боровой почве (р. 106) – результат низовых пожаров.

В целом многогумусные почвы на полиминеральных карбонатных песках Минусинской котловины более благоприятны для роста сосны, чем почвы на кварцевых бескарбонатных и маловлагоемких песках, например, Хреновского бора в Воронежской области или Кустанайских островных боров Казахстана. Продуктивность сосняков в Минусинской котловине в основном контролируется содержанием в почвах физической глины ($r=0,89$) и гумуса ($r=0,56$).

Существенное значение для роста сосны имеют влагоемкость почв и климатические условия. В лесостепной части бора с годовой суммой осадков 400 мм на суглинистых почвах с наименьшей влагоемкостью (НВ) 16–20% растут сосняки I бонитета, на супесчаных почвах с НВ 10–16% – сосняки II бонитета, а на маловлагоемких связнопесчаных (НВ–6–10%) – сосняки III бонитета. В степной части Минусинских боров с годовой суммой осадков менее 350 мм сосна испытывает недостаток влаги и бонитет снижается на один класс и более.

13.3.3.4. Ленточные боры Прииртышья

Ленточные боры Казахстана и Алтая пятью параллельными лентами тянутся с северо-востока на юго-запад, занимая древние песчаные ложбины стока Обь-Иртышского междуречья, чередующиеся с лессовыми увалами.

Ленточные боры, общая площадь которых равна 1,95 млн. га, располагаются в лесостепной и степной зонах и доходят до северной границы полупустыни. Наиболее жесткими климатическими и лесорастительными условиями характеризуется юго-западная часть ленточных боров. Климат здесь засушлив и континентален. Средняя годовая температура воздуха равна 3,2°, средняя январская -16°, средняя июльская +22°. Амплитуда минимальных и максимальных температур в году составляет 92°, а суточные колебания температуры воздуха летом иногда достигают 38°. Температура открытой поверхности почвы может достигать 65–70°, что часто является причиной гибели всходов сосны. Зимой песчаные почвы промерзают до 1,5 м. Вегетационный период короткий – 140 дней. Средняя годовая сумма осадков 260 мм (в интервале от 124 до 443 мм), за теплое полугодие (IV–IX) выпадает большая часть осадков (64%), чем за холодное. Максимальное количество осадков приходится

Таблица 19. Гранулометрический состав и химические свойства дерно-боровых почв ленточных боров Прииртышья

Горизонт, глубина, см		Содержание частиц, %, диаметр частиц, мм					рН водн.	Гумус общий, %	Сумма погл. оснований, мг-экв/100 г
		1–0,25	0,25–0,10	0,10–0,05	0,05–0,01	<0,01			
Разр. 20. Маломощная песчаная почва									
A	0–5	7,9	56,0	32,4	0,6	3,1	6,6	0,36	0,12
“	5–10	6,7	50,0	39,9	0,5	2,9	6,7	0,32	0,40
BC	10–20	10,7	55,4	31,0	0,2	2,7	6,8	0,12	0,42
“	40–50	9,9	60,7	27,0	0,2	2,2	6,7	0,05	0,07
“	80–90	10,3	48,1	39,4	0,1	2,1	6,7	-	-
Разр. 21. Дерново-боровая среднемощная песчаная почва									
A	0–5	31,1	62,6	0,7	4,8	7,2	1,9		
BC	20–25	21,8	73,8	1,4	3,0	7,3	0,6		
“	45–50	19,8	75,8	2,0	2,4	7,4	0,1		
“	75–80	23,0	73,8	0,8	2,4	7,4	0,2		
“	95–100	7,9	89,8	0,1	2,2	7,5	-		

на июнь и июль. Часты суховеи. Грунтовые воды под сосновыми борами слабоминерализованы (сухой остаток 0,2–0,4 г/л), в межбугровых понижениях залегают близко и часто выходят на поверхность.

Прииртышские боры находятся в подзоне сухих типчаково-ковыльных степей. Но на песчаных территориях отмечается инверсия растительных зон – разнотравно-типчаково-ковыльные степи на них заходят южнее типчаково-ковыльных. Сосновые боры здесь азональны.

Дюнные всхолмления в верхней части (до 3–7 м) сложены древнезольными перевейными полиминеральными песками. Глубже пески лишены признаков перевевания: в них встречаются прослои карбонатного суглинка, линзы плотной карбонатной коры, иногда встречаются прослои гравелистого песка. Такое неоднородное строение песчаной толщи значительно улучшает ее водные свойства, увеличивая способность к удерживанию подвешенной, а иногда и подпертой капиллярной влаги.

На вершинах и верхних частях склонов высоких бугров почвы обычно примитивные и слаборазвитые (р. 20). Содержание физической глины не превышает 2–3 %, гумуса в верхнем горизонте 0,36%, глубже 10 см – 0,12%. Сумма поглощенных оснований мала, рН близка к нейтральной (табл. 19). Здесь формируются изреженные сосняки лишайниково-степные низкого бонитета (Va–V–IV). Возобновление сосны здесь неудовлетворительное, группы подроста встречаются лишь в конусе полуденной тени взрослых деревьев. На ровных участках в нижних частях склонов бугров с близкими грунтовыми водами (2,5–3 м) под сосняками лишайниково-степными, но со значительно более развитым травяным

покровом развиты дерново-боровые почвы с гумусовым горизонтом мощностью до 17 см (р. 21). По сравнению со слабо развитыми почвами содержание физической глины увеличивается только в поверхностном слое. Довольно высокое содержание гумуса (до 1,9%) и слабощелочная, близкая к нейтральной, реакция почвенных горизонтов свидетельствует о более энергичном дерновом процессе, связанным с хорошим развитием травянистой растительности под пологом разреженного древостоя. Класс бонитета сосняков поднимается до III, изредка до II. Возобновление сосны удовлетворительное, иногда хорошее, в конусах тени. В межбугровых равнинных понижениях (балхашах) с близким залеганием суглинков и грунтовых вод (2,5–1,5 м) формируются дерново-боровые связнопесчаные глубокогумусированные почвы. Сосняки здесь наиболее высоких бонитетов (II–I). Возобновление сосны хорошее под пологом, в окнах чаще отсутствует [Гаель, Брысова, 1962].

Таким образом, производительность соснового леса на песчаных выщелоченных почвах в условиях сухой степи зависит не столько от плодородия и влагоемкости почв, сколько от глубины залегания грунтовых вод. На глубоководных участках почва под сосной в течение лета иссушается корнями до глубины 1,5 м, в течение вегетационного периода наблюдаются изменения влажности и глубже – до 3,5–4 м, куда проникают единичные корни сосны. Сосна здесь страдает от недостатка влаги, особенно в засушливые периоды. В условиях бугристого рельефа наилучшие условия увлажнения складываются при глубине грунтовых вод 2,5–1,5 м. Летнее иссушение почвы прослеживается до глубины 50–70 см – до зоны капиллярной каймы, где корни растений и используют дополнительную влагу. Расход влаги сосной на транспирацию идет из двух источников – из верхних слоев почвы и грунтовой воды. В зависимости от количества летних осадков находится и доля участия каждого источника в общем расходе. В сухие годы преобладает (50–70%) расход из грунтовых вод, во влажные – из почвы, расход из грунтовых вод снижается до 30%. Поскольку в условиях бугристого рельефа участки с разной глубиной грунтовых вод незначительны по площади и часто сменяют друг друга, наблюдается резкая смена лесорастительных условий на ограниченном пространстве, что влечет различия в росте деревьев, производительности и возобновляемости лесов.

§3.3.5. Кустанайские островные боры

Кустанайские островные боры – Ара-Карагай, Казан-Басы, Аман-Карагай – расположены в Предтургайской озерно-аллювиальной равнине, а более южные из них – Наурзум и Терсек – в древней Тургайской ложбине стока, сопровождаемой комплексом террас. Район боров входит в подзону сухих типчаково-ковыльных степей на южных многоу-

мусных черноземах и темно-каштановых почвах. Среднегодовое количество осадков здесь всего 300–250 мм, испаряемость – 600–500 мм, средняя относительная влажность воздуха – 45–50%.

Островное расположение, происхождение и будущее Кустанайских боров давно интересовало исследователей. Одни из них [Н.В.Павлов, 1925, 1948] связывают островное распространение сосны с угасанием и гибелью сосновых лесов под действием усиливающихся иссушением и континентальности климата. Другие [Л.Н.Грибанов, 1956] считают эти боры вполне жизнеспособными, но причину сокращения площадей видят в антропогенных факторах, хищнических рубках, пожарах, потравах скотом.

Однако сторонники обеих точек зрения недостаточно учитывают роль и значение резких различий в почвенно-грунтовых условиях островных боров, характер возобновления сосны.

Кустанайские островные боры не одинаковы по происхождению и возрасту.

Северные островные боры (Аман-Каргай и др.)

Эти древние боры – произрастают на желтых или реже на белых песках, которые отложены еще в среднем плейстоцене. Это прибрежно-озерные и дельтовые образования, очень слабо или лишь местами переветрены в плейстоцене и, может быть, в конце плейстоцена или в начале голоцена. Рельеф таких песков спокойный, увалисто-грядистый, пологодюнный. Почвы под сосновыми лесами хорошо развитые дерново-подзолистые связнопесчаные, мощность подзолистого горизонта (A2) достигает 20 см, под ним обнаруживается рыжеватый иллювиальный горизонт с ортзандами – тонкими (в почвах на вершинах дюн) или более толстыми (на склонах дюн). Они формировались в условиях климата более влажного, чем современный – в атлантический период климатического оптимума среднего голоцена (7–3 тыс. л.н.), когда здесь уже росли сосновые леса с участием ели, липы, черной ольхи.

На профиле нивелировки (рис. 18) выделены [Гаель, Воронков, 1963]:

Степные увалы. Они сложены с поверхности четвертичными желтоватыми глинистыми песками мощностью 1–2 м. Пески подстилаются желто-бурыми карбонатными суглинками или слоистой толщей третичных пород бело-охристых песков, супесей и суглинков. Почвы на увалах темно-каштановые легкосупесчаные и связнопесчаные. Растительность степная разнотравно-типчаково-ковыльная. В течение года уровень грунтовых вод почти не изменяется, поэтому минерализация грунтовых вод более или менее постоянна (0,7–0,8 г/л). Водный режим почвогрунтов непромывного типа. Он вызван не только пониженной водопроницаемостью супесчаных почв по сравнению с песчаными, но и наличием мощного пласта лессовидного суглинка, который увлажнен только в капиллярной зоне. В ней появляются хлористые и сернокислые

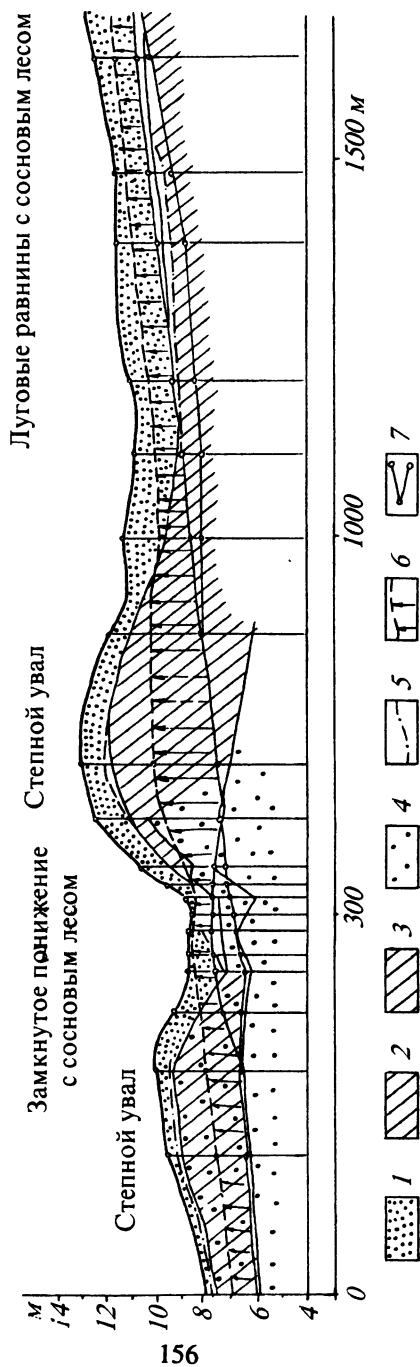


Рис. 18. Профиль нивелировки в южной части бора Аман-Карагай.

1 – глинистые желтые пески, 2 – желто-бурый карбонатный суглинок, 3 – слоистая толща супесей и суглинков (третичных), 4 – глинистые бело-охристые пески (третичные), 5 – верхняя граница вскипания от НС1, 6 – капиллярная кайма над уровнем грунтовых вод весной, 7 – уровень грунтовых вод весной (август) и осенью (внизу).

соли, поднимающиеся с влагой из грунтовых вод. На степных увалах, где четвертичные суглинки замещаются третичными, также плохо про- ницаемыми породами, темно-каштановые супесчаные почвы солонцева- ты (к дернинным степным злакам здесь примешивается грядница)

Сосняки приурочены к пониженным близководным участкам между степными увалами при обязательном условии выщелоченности песков от растворимых солей и карбонатов кальция. В близководных (грунто- вая вода 0,5–1,5 м) замкнутых лугово-солонцеватых понижениях между увалами в непосредственной близости соседствуют луговые солончаки-солонцы-солоди-дерново-подзолистые песчаные почвы. Наи- более заиленные (до степени суглинков) участки заняты группировками бескильницы, ползучего пырея, солончаковой полыни. Почвы под ними имеют выпотной тип водного режима с выносом эксудатов солей или на поверхность (луговые солончаки), или к верхней границе капиллярной каймы (луговые солонцы или солоды)

Но уже в нескольких метрах от солонцов на более выщелоченных от солей (вскипание понижено до глубины 0,5–0,8 м) солодых создаются ус- ловия для выживания одиночных сосен. Корни их не идут в сторону солонцов, а распространяются в сторону солодей. Еще в десятке метров отсюда самосевные молодняки сосны образуют уже густые группы, сре- ди которых сохранились немногие старые материнские деревья. Почвы под ними не вскипают от HCl и обычно более опесчанены. Столбовид- ный горизонт солодей как бы распадается на серию залегающих ниже ржаво-бурых ортзандовых прослоек. Здесь образуется ряд переходов от солодей к оподзоленным солодям и к дерново-подзолистым связнопес- чаным почвам, занятым самосевом сосны.

На равнинно-пониженных луговых участках между степными увалами к луговым травам примешиваются степные – типчак, перистый ковыль, а местами и мелкие кустарники (спирея, вишенник). Галофиты не встречаются. Уровень грунтовых вод также неглубок и минерализа- ция их не превышает 0,3–0,6 г/л. В питании грунтовых вод, как и в замкнутых понижениях, существенную роль играют накопления снега, сдуваемого со степных увалов, особенно если они распаханы. После снеготаяния образуется выпуклая линза опресненных вод. Осенью в ре- зультате корневой десукции, грунтовые воды снижаются до глубины 2–3 м и минерализация несколько увеличивается. За редким исключением почвы выщелочены не только от легкорастворимых солей, но и от кар- бонатов извести (не вскипают от HCl). Преобладают по площади луго- вые связнопесчаные почвы, переходящие (ближе к степным увалам) в лугово-каштановые легкосупесчаные почвы. Но имеются и небольшие пятна опесчаненных дерново-подзолистых более или менее оглееных почв с ортзандовыми прослойками; последние развиты здесь слабее, чем в таких же почвах по соседству с солодями. К этим опесчаненным почвам также приурочены островки старого соснового леса и густые самосевные молодняки. Естественное возобновление сосны (самосев-

ное) занимает до 40% площади близководных участков Аман-Карагая и приурочено к благоприятным но увлажненным периодам (1926–1930, 1940–1942, 1950 и др.). В 1941 г. например, в Аман-Карагае выпало 372 мм осадков (в полтора раза выше среднемноголетней нормы). В такие годы грунтовые воды поднимаются и на выпотах капиллярной каймы появляется обильный самосев. Однако в период сухих лет по мере снижения зеркала грунтовых вод у молодых сосен начинает ощущаться недостаток влаги. С возрастом по мере увеличения транспирации все больше и больше. Летом почва иссушается корнями трав до глубины 1,2–1,7 м. Наиболее благоприятны для сосны оказываются песчаные почвы промывного типа водного режима с высоким уровнем пресных грунтовых вод. Судьба молодняков на луговых участках во многом зависит от формирования в них лесной обстановки. В более сомкнутых группах травостой в значительной мере подавляется. Такие сомкнутые сосняки способны просуществовать до 60–70 лет. В редкостойных сосняках буйно развитый травостой оказывает жестоким конкурентом для сосны и может вызвать приостановку ее роста уже к 30–40 годам.

На карбонатных луговых почвах даже при близких слабоминерализованных грунтовых водах – сосна не самовозобновляется. Основная причина – наличие соды.

Южные островные боры (Наурзум-Карагай)

Лесной остров Наурзум-Карагай находится в Кустанайской области Казахстана. Сосновые леса приурочены к I и II террасам, сложенным элювиально-делювиальными четвертичными отложениями, претерпевшими многократное развевание в позднем голоцене. Рельеф песчаных территорий бугристо-котловинный, отчасти равнинный. Наурзум-Карагай – южный форпост сосновых лесов в равнинной части Казахстана.

Почвы бора сходны по морфологическому строению с почвами при- степных боров России. В них отсутствует подзолистый гор. (A2) и ор- тзанды, а мощность гумусового горизонта зависит от возраста почвы. Выявлен следующий генетический ряд песчаных почв: начальным членом этого ряда являются пески без признаков почвообразования, занимающие развеваемые вершины песчаных бугров. С поселением травя- нистой и лесной растительности образуются инициальные рыхлопесча- ные дерново-степные и дерново-боровые почвы (A-1–5 см, содержание гумуса 0,1–0,3%, pH водной суспензии от слабокислой до нейтральной в верхних горизонтах до щелочной на глубине 1–1,5 м).

На вершинах и верхних частях склонов песчаных бугров под сосно- выми лесами в автоморфных условиях сформировались маломощные и среднемощные дерново-боровые почвы (АО-А-АВ-С). Мощность гор. А 10–14 см, содержание гумуса 0,5–1,5%, но резко уменьшается с глуби- ной. Почвы имеют слабокислую или нейтральную реакцию верхних го- ризонтов, возрастающую с глубиной до щелочной.

На нижних частях склонов бугров, в межбугровых понижениях и

котловинах с неглубоким залеганием грунтовых вод распространены дерново-боровые грунтово-глееватые почвы (А+ВС до 40 см, гумуса до 2%). В глубоких котловинах с высоким уровнем грунтовых вод (0,5–1 м) встречаются лугово-болотные поверхностно-глеевые почвы с оторфованным аккумулятивным гор. А_г. Содержание гумуса достигает 2–3%, а реакция от кислой до слабокислой. В глубоких котловинах с избыточным переувлажнением в течение всего вегетационного периода (вода на глубине 0,3–0,5 м) формируются лугово-болотные почвы.

Таким образом под сосновыми «пристепными» борами на песках формируются однотипные почвы с морфологическим профилем А-АВ-В-С. В зависимости от возраста прослеживается генетический ряд почв от примитивных и слабо развитых рыхлопесчаных (поздне-голоценовых) до среднemoшных и мощных связнопесчаных более древних, плейстоценовых. Подзолистого горизонта не обнаруживается ни в молодых песчаных почвах (Наурзум, Прииртышье), ни в дерново-боровых полнoпрофильных почвах на дюнных всхолмлениях в Бузулукском и Хреновском борах, расположенных в черноземной зоне и получающих почти вдвое больше осадков, чем казахстанские боры в сухой зоне. Дерново-подзолистые почвы встречаются лишь в островных борах Казахстана к северу от Наурзума, например, в Аман-Карагае на пологой дюне под сосновым бором. Причем мощность подзолистого горизонта достигает 15–20 см и совершенно очевидно, что в современных климатических условиях степи такие мощные подзолистые горизонты на песчаных буграх сформироваться не могут и их следует отнести к реликтам более древнего почвообразования – в период климатического оптимума. Пески в этот период покрылись довольно богатой растительностью. На песках Днепра, Дона, Волги, Терека сформировались глубокогумусированные дерново-степные связнопесчаные почвы, а в островных борах Казахстана – дерново-подзолистые почвы.

В литературе имеются данные, что увлажнение климата и расселение леса в степной зоне повторялось в I–II и XIII–XIV вв. н.э. В XV в. площадь лесов сократилась. В ленточных борах Прииртышья, Енисея преобладают на дюнных всхолмлениях (местами до 20 м высотой) молодые слабо развитые дерново-боровые песчаные почвы. Возраст этих почв 1–2 тыс. лет. Возраст же дерново-подзолистых почв Аман-Карагай и других боров, где пески не подверглись развеиванию в более поздние антропогенные фазы дефляции, гораздо более древний – 7–5 тыс. лет.

Лесорастительные условия песчаных почв зависят от увлажненности климата и влагоемкости почв, а также от дополнительного источника водного питания деревьев – близости грунтовых вод (или верховодки) – особенно в условиях сухой степи.

13.3.4. Степная зона

Климат степной зоны теплее и суше, чем климат лесостепи. КУ за год 0,44–0,77. Для зоны характерна четкая повторяемость лет с недостаточным увлажнением. Степная зона, как и лесостепная, сравнительно однородна по температуре теплого периода (температура наиболее теплого месяца на западе зоны 20–24°, на востоке 17–21°), но существенно различается по температуре зимнего периода и обеспеченности теплом периода вегетации. Температура наиболее холодного месяца в степи колеблется от -2 (-10)° на западе до -24 (-27)° на востоке. Сумма температур > 10° изменяется от 2300–3500° в западной части, до 1500–2300° в восточной. Продолжительность вегетационного периода соответственно составляет от 140–180 дней до 94–140 дней.

Целинная растительность на супесчаных и песчаных почвах разнотравно-типча-ковыльная с постепенным увеличением к югу псаммофильных форм (ковыль Иоанна, типчак Беккера, келерия сизая).

Песчаные земли используются в полеводстве, под сады, виноградники, лесные угодья, но в основном как пастбища для всех видов скота. В связи с неправильным их использованием за последние десятилетия легкие почвы подвергались деградации и опустыниванию вплоть до превращения в развеваемые пески.

Почвы на песках семиаридных зон изучали еще классики почвоведения – В.В.Докучаев, Н.М.Сибирцев, П.А.Костычев, Г.Н.Высоцкий, а затем Б.Б.Полынов, И.В.Тюрин, Л.И.Прасолов, С.С.Соболев и др. Массивы песков распространены в основном по разновозрастным террасам в долинах рек. В долинах рек Южной Сибири пески возникли в основном от выветривания гранитов и других скальных пород, поднятых в горные массивы в эпоху альпийского орогенеза в неогене. В таких еще юных в истории Земли песках сохранились от выветривания почти все первичные минералы, вплоть до карбонатов. В условиях ультраконтинентального климата Сибири почвообразовательный процесс издавна протекает по аридному типу. Это отразилось в насыщенности почв основаниями, в нейтрально-щелочной их реакции, в аккумулятивном характере гумусообразования и преобразований минеральной части почв с накоплением крупнопылеватых, а не глинистых частиц [Соколов, Градусов, 1978].

В европейской части страны источником песков в долинах крупных степных рек были коренные пески палеогенового и мелового возраста. Уже в указанные древние эпохи в условиях влажного теплого климата пески подвергались сильнейшему гипергенезу и многократному переотложению. При этом почти все неустойчивые минералы выветрились и остался в основном наиболее устойчивый – кварц (95–98% SiO₂). В плейстоцене водными потоками эти «дряхлые» в истории Земли пески были из коренных отложений вымыты и переотложены в речных террасах. Почвообразовательный процесс на таких бедных бескарбонатных

песках даже в степной зоне протекает не по аридному, а по гумидному типу: насыщенность песчаных почв основаниями здесь низкая, реакция слабокислая и только в гор. С – до нейтральной; накопление пылеватой фракции в гумусовых горизонтах незначительное, немного и илистой фракции [Хабаров, 1977].

Аллювиальные пески террас испытали многократное перевеивание, вызываемое сменой климатических условий, разрушением почв на песках сначала дикими, а затем домашними животными, и наконец распахкой.

Климатогенная дефляция осуществлялась в холодные и сухие ледниковые эпохи (стадиалы), особенно же в ранневалдайской (Калининской, около 65–45 тыс. л.н.), и поздневалдайской (Молого-Шексинской – 23–18 тыс. л.н.), когда, пески с низких песчаных террас навевались на высокие террасы и склоны к водоразделам [Лисицын, 1914; Алферов, 1934; Грищенко, 1959; Васильев, 1980]. В позднеледниковое время 16–12 (10) тыс. л.н. дефляция охватила не только пески, но и песчаные почвы [Краснов, 1967; Николаев, 1979; Pecs, 1961; Kazarski., Nowaczek, Rotnicki, 1969; Grzybowski, 1981; Friberger, Saudie, 1981]. Менее широко перевеивание песчаных почв проявилось в ксеротермические периоды голоцена 5–2,5 тыс. л.н. [Трушковский, 1958; Гаель, Трушковский, 1962; Гаель, Гумилев, 1966; Николаев, 1979; Виппер и др., 1981].

Зоогенная дефляция проявлялась в плейстоцене и голоцене в результате разрушения песчаных почв дикими животными, в основном копытными.

Антропогенная дефляция песчаных почв начала распространяться с эпохи бронзы и железа от чрезмерной перегрузки пастбищ стадами домашнего скота кочевников, а почв супесчаных – от обработки их под полевые культуры, которая началась в степях Приенисейе уже 3,5–2 тыс. л.н., а в южнорусских, например на Дону, – только 200–150 лет назад.

Таким образом, в степной зоне на песках встречаются почвы сформированные на песках непереиваемых древнеаллювиальных равнин и прирусловых грив (плейстоцен-голоценовые супесчаные и легкосупесчаные почвы) и почвы на песках переиваемых, разного возраста в зависимости от фазы дефляции (голоценовые песчаные почвы).

13.5.4.1. Почвы на переиваемых песках

Почвы голоценовые связнопесчаные. На песках в основном низких террас, переиваемых в позднеледниковую фазу дефляции 18–10 тыс. л.н., почвообразование началось с раннего голоцена, когда в степной зоне существовали сосновые леса, дошедшие до низовий Дона и Днепра. Под лесами формировались дерново-боровые связнопесчаные среднemosные почвы А-В-ВС – 70–80 см с тонкими псевдофибрами с глубины 150 см в светлых песках гор. С. В позднем голоцене на юге Ев-

ропейской части страны сосновые леса исчезли и под степной растительностью почвы трансформировались в дерново-степные среднemosные связнопесчаные (серопесчаные [Полынов, 1926]), рыжевaтый гор.В приобрел серовaтый оттенок. Но, как реликт лесной стадии жизни этих почв, сохранились в них псевдофибры. Они отсутствуют в дерново-степных почвах на кварцевых песках полупустынь Северного Прикаспия и Приарaлья, куда сосновые леса в голоцене не проникали [Гаель, 1950]. Содержание гумуса в гор. А (мощность 20 см) этих почв 0,6–0,7%, физической глины 5–7% с постепенным уменьшением гумуса и глины к гор. С. Емкость поглощения в гор. А – 2–3 мг/экв на 100 г почвы, рН – 6,2–6,4, степень насыщенности основаниями 83–86%.

На полиминеральных песках Заволжья (Кустаревский массив, расположенный выше устья р. Еруслан) в дерново-степных почвах мощность гумусового горизонта увеличивается до 1,2 м, содержание гумуса до 1%, азота до 0,1%, емкость поглощения 4–9 мг/экв/100 г почвы, рН в гор. А – 6–6,4, ниже реакция нейтральная или щелочная (рН 6,7–8,8), степень насыщенности основаниями выше 80%. Почвы выщелочены от карбонатов на глубину 2–5 м и в выщелоченной толще имеются псевдофибры.

На высоких же террасах с наваянными в плейстоцене грядовыми песками профиль дерново-степной почвы более мощный – до 90–100 см. Изредка встречаются почвы с признаками формирования на глубине 110–125 см рыжеватого гор.В2, оглиненного не более, чем до легкой супеси, а в песках гор. С один или два прослоя жерствы (6–10 см). Псевдофибры здесь также утолщены до 2,5 см и слегка извилисты, являясь экранами для просачивающей влаги осадков, эти железисто-глинистые образования способствуют распространению корней сосны в подстилающий суглинок, выщелоченный от карбонатов на глубину 0,1–0,5 м. Корни извлекают из него элементы зольной пищи, а из верховодки на нем влагу. Поэтому по сравнению с низкими террасами, где переветренные пески лишены суглинистых прослоев, содержание физической глины в почвах высоких террас увеличивается с 5–7 до 7–10%, гумуса до 0,8–1,0%, влагоемкость (НВ) с 5–6 до 8–9%, бонитет сосновых насаждений с IV–III до II–I класса и их долговечность – с 60–80 до 90–110 лет. В близководных понижениях рельефа с дерново-глебоватыми почвами на низких террасах имеются колки березы, а на высоких террасах также и дуба, бонитет их V–IV.

Почвы позднеголоценовые песчаные. Наносы золотого песка зарастают корневищными, а затем дерновинными злаками с разнотравьем. На заросших песках формируются по гумусово-аккумулятивному типу дерновые почвы: за 50–150 лет примитивные (А-С) с гор. А до 10 см; за 500–3000 лет – маломощные (неполноразвитые) А-(ВС)-С с гор. А 10–20 см, а всего профиля 30 см; за 3–5 тыс. лет – развитые среднemosные (А-В-С) с гор. А 20–25 см, а всего профиля 30–60 см. С увеличением возраста соответственно увеличивается содержание в гор А гумуса с 0,1–0,2 до 0,5–0,6% и физической глины с 1–3 до 4–6% (табл. 20).

Таблица 20. Изменение песчаных почв в зависимости от возраста

Почвы	Возраст, лет	Мощность профиля, см	Содержание гумуса, %	Содержание физ. глины, %	Псевдофибры
Инициальная (А-С)	25–50	1–3	0,1–0,2	1–3	нет
Примитивная (А-С)	50–100	3–10	0,1–0,3	2–3	нет
Маломощная (А-ВС-С)	500–3000	10–30	0,3–0,5	3–5	нет
Среднемощная (А-В-С)	3000–5000	30–60	0,5–0,6	4–6	есть
Мощная (А-В-ВС-С)	5000–9000	>60	0,6–0,7	5–7	есть

Слабая оглиненность песчаных почв вызывает смещение (инверсию) почвенных зон по сравнению с почвами на суглинках и глинах. Сходство профиля песчаных почв на переветренных кварцевых песках на юге лесной, лесостепной и степной зон позволяет выделить их в особую группу «псамментов». Ведущий процесс в развитии этих почв – дерновый. По мере их формирования к дерновому процессу присоединяются альфегумусовая миграция и аккумуляция железа, что особенно проявляется на полевошпатово-кварцевых карбонатных песках. Под лесом карбонаты выщелачиваются на глубину 1,5–5 м, и здесь возникают псевдофибры.

13.5.4.2. Почвы на непереветренных песках

Почвы плейстоцен-голоценовые супесчаные. Супесчаные почвы в степной и лесостепной зонах В.В.Докучаев [1892] и С.Н.Тюрин [1916] называли «черноземовидными супесями». Наиболее мощны и оглиненны эти почвы на песках древних аллювиальных террасовых равнин, с бывшим близким уровнем грунтовых вод, а также на песках, навесных в плейстоцене на суглинки высоких террас с наличием в прошлом также близкой верховодки. В том и другом случаях эти почвы пережили древнюю гидроморфную болотно-луговую стадию жизни. Ортзанды в песках гор. С этих почв обычно отсутствуют.

На широковолнистых равнинах мощность этих почв А-В1-В2-(Вк)-ВС достигает 150–180 см. Гумусовые горизонты А и В1 по механическому составу от средне- до тяжело-супесчаных. Окраска их серовато-коричневая (Полынов так и называл эти почвы темно-коричневыми). Гумуса в гор. А до распахки было 1,5–2% (в лесостепи – до 3%). Ём-

кость поглощения 8–10 мг/экв на 100 г. Ниже залегает песчано-суглинистый оструктуренный плотный красно-бурый гор. В₂ (25–40 см), а иногда под ними и лессовидный карбонатный гор. В_к (25–15 см), бывший луговой мергель – свидетель палеогидроморфной стадии жизни этих почв в плейстоцене [Полынов, 1926]. Но обычно гор. В_к переходит в рыжеватый легкосупесчаный гор. В_С (20–25 см) и в желтоватые пески гор. С. В почве имеются темные и светлые кротовины (5–9 см).

При неглубоком (2–4 м) залегании подстилающего суглинка, с периодической верховодкой, а также по байракам на этих довольно влагоемких (10–13% в гор. А-В, 16–17% в гор. В₂) почвах с периодически промывным водным режимом сохранились до сих пор даже в сухой степи небольшие дубовые леса. Урожай зерновых в засушливые годы на таких относительно плодородных почвах бывает выше, чем на зональных суглинистых почвах. Однако распашка привела к сдуванию наиболее плодородного 25–35 см слоя гумусового горизонта. Разнотравно-злаковая растительность на этих почвах ранее использовалась под выпас скота и для сенокосения.

На древних прирусловых гривах и на золотых грядовых песках высоких террас черноземовидные почвы формировались при более глубоком уровне грунтовых вод и верховодки. В песках гор. С этих почв обычно присутствуют хорошо развитые ортзанды. Почвы менее мощны А-В₁-В₂-В_С-90–130 см и по механическому составу в гумусовых горизонтах легкосупесчаных и лишь в понижениях мезорельефа среднесупесчаные. Окраска их светло-коричневая с сероватостью. Гор. В₂ – рыжий супесчаный на вершинах и красно-бурый легкосуглинистый в понижениях. Ниже располагается гор. В_С, переходящий в желтовато-палевые, иногда почти белые (палеоглей), пески гор. С с обильными ржавыми железистыми ортзандами. Вероятно, на таких легкосупесчаных ортзандовых почвах в средневалдайское время и в климатическом оптимуме голоцена росли остепненные низкостебельные хвойно-широколиственные леса.

В полеводстве эти менее влагоемкие (НВ – 6–10% в гор. В) почвы используются под посевы бахчевых и ржи не более 2–3 лет подряд, после чего забрасываются в залежь на 5–10 лет. По залежи обильно распространяется характерный для этих почв мелкий злак змеевка (пришелец из Сибири?). Посадки сосны на этих почвах в подзоне сухой степи к 15–20 годам жизни нередко отмирают, так как гор. В₂ и ортзанды при высыхании сильно уплотняются, становясь непроницаемыми для корней лесных пород.

По мере продвижения от сухой степи к северу в подзону южных и обыкновенных черноземов в этих «плескелесных» ортзандовых почвах над гор. В₂ появляется белесоватость от контактного оглеения весенними тальными водами. Нередко и сам горизонт В₂ распадается на «вторичные» [Stefanovits, 1966] ортзанды с осветленными опесчаненными пятнами между ними, напоминающими палеокриогенные «карманы» и

«котлы кипения» в бурых лесных лессивированных почвах под широколиственными лесами на песках Венгрии [Pecsi, 1961; Marosi 1966, Stefanovits, 1966, Белосельская, 1973] и Германии [Kundler, 1965]. В лесостепной зоне европейской части России на таких почвах растут хвойно-широколиственные леса. Н.П.Ремезов [1958] относил почвы под ними к бурым или серым лесным, а Л.С.Счастливая [1975] – к серым лессивированным, считая верхние горизонты с гумусовыми тонкими, псевдофибрами – голоценовым образованием, а гор. В2 и железистые ортанды в песках гор. С – реликтами более древнего почвообразования.

Теперь попытаемся ответить на некоторые неясные вопросы, связанные с почвообразованием на степных песках. Первый из них – могли ли существовать сосновые леса в позднем плейстоцене на песках низких террас и навешанных на суглинки высоких террас? По данным Т.Д.Морозовой [1981], в средневалдайское (брянское) время потепления климата 32–34 тыс. л. н. на водораздельных суглинках юго-востока европейской части страны господствовала тундро-степь с дерново-мерзлотными карбонатными (гор. В_к) почвами, а по данным О.П.Добродеева [1972], – с черноземными и каштановыми почвами на вечной мерзлоте.

Отметим, что в Забайкалье еще и в настоящее время под черноземами на суглинках летом сохраняется мерзлота, тогда как дерново-боровые песчаные почвы под редкостойными сосновыми лесами оттаивают летом полностью [Фриш, 1966]. Объяснить это можно тем, что мерзлота в песках иная, чем в суглинках, – она сухая и рыхлая [Волковинцер, 1977], так как даже при увлажнении до НВ-5% влага удерживается лишь в виде манжетов на стыке песчинок, а поры, особенно крупные, остаются заполненными воздухом. Такие замерзшие пески легко со слабым хрустом проходятся почвенным буром и только верхний 10–20 см слой, увлажненный предзимними осадками почти до ПВ – 18–22%, превращается в ледяной песчаник. Весной при оттаивании этого слоя гравитационная влага (ПВ – НВ = 20–5 = 15%) глубоко проникает в иссушенную к осени толщу песков [Гаель, 1949]. Глубина оттаивания определяет как начало весеннего роста сосны при достижении плюсовой температуры +3–5°, так и глубину распространения корней. По-видимому, можно считать, что на песках в долинах рек березовые и сосновые леса 32–23 и 18–16 тыс. л.н. могли существовать. Для юго-запада европейской части России, на это указывает А.Т.Артюшенко [1970], а для юго-востока – Н.С.Болиховская [1983]. Не отрицает возможности существования лесов в долинах рек, особенно у проточных вод, и Е.М.Лавренко [1981].

Что касается второго неясного вопроса – о происхождении горизонта В2 в черноземовидных супесчаных почвах, то Б.Б.Полынов [1926] склонен был считать его геологическим образованием – прослоем аллювиального суглинка. Но это маловероятно, так как гор. В2 присутствует не только в супесчаных почвах древнеаллювиальных террасовых равнин, но и в почвах древних прирусловых грив и эоловых песков, на-

веянных на высокие террасы. Лишь в редких случаях с вершин некоторых гряд и гряд еще в плейстоцене гор. В2 был смыт в понижения мезорельефа дождевыми водами. Соответственно изменяется и механический состав гор. В2 – от среднесуглинистого в понижениях до легкосуглинистого или супесчаного – на вершинах гряд. Но всегда он тяжелее вмещающей породы и генетически не связан с прикрывающими его супесчаными гумусовыми горизонтами А-В1, т.е. гор. В2 не является иллювиальным образованием.

Вернее всего, что гор. В2 в супесчаных степных почвах – это реликт тундрового почвообразования в плейстоцене. Об этом свидетельствует его ожелезненность и обогащенность пылевато-глинистыми материалами. Происхождение аналогичного горизонта в бурых лесных почвах на флювиогляциальных песчаных равнинах Средней Европы К. Jager [1970], D. Корр [1975], Э. Эвальд [1980] объясняют осаждением атмосферной пыли в перигляциальных условиях. Но в глубоко врезаемых долинах степных рек воздушный поток, поднимаясь по лестнице террас, сжимался, увеличивал скорость [Сапожникова, 1950; Ключарев, 1977] и не столько осаждал, сколько выносил пылеватые и глинистые частицы, откладывая их на водоразделах. Таким путем возникли на водоразделах ярусы лесса с ископаемыми почвами (микулинской, крутицкой, брянской, весело-вознесенской) и с современной голоценовой [Добродеев, 1972; Морозова, 1981].

Накопление же пылеватых и отчасти глинистых частиц в тундровых почвах на песках происходило не столько от осаждения атмосферной пыли, сколько за счет морозного дробления материнской породы песка при температуре ее ниже 3–5°C. В.В. Конищев [1971] показал, что зерна кварца криогенно дробятся до крупной пыли, а зерна полевых шпатов – до тонкого песка, новообразований же типа глинистых частиц из этих минералов не получается. Но в тундровых почвах на песках Аляски кроме 24–11% фракции крупной пыли (с уменьшением книзу) накопилось и 10–5% глинистых частиц, возможно, за счет дробления слюд, ортоклаза и других минералов [Fischer, 1972]. Так же и в бурых лесных и слабоподзолистых песчаных почвах европейской части накапливается глинистых минералов в несколько раз больше, чем их имеется в песках материнской породы, хотя этот процесс и происходит на фоне общего низкого содержания в песках илистой фракции [Зырин и др., 1977]. В горизонтах В2 степных супесчаных почв содержание фракции крупной пыли составляет 20–15% с преобладанием ее над фракцией ила, что подтверждает перигляциальное тундровое происхождение гор. В2.

Становится понятным и значительная его ожелезненность, обычная для тундровых сухих почв на песках, связанная с окислением и деградацией соединений железа. Так, в верховьях рек Колымы и Индигирки степные аридные почвы с аккумулятивно-фульватным гумусообразованием имеют буро-красный цвет [Быстряков, Кулинская, 1980], в почвах Аляски – коричневый [Todrow, Hill, 1955], в подбурях на севере

России – охристый цвет [Таргульян, 1971; Соколов, Градусов, 1976].

Но как и когда возникла в черноземовидных супесчаных почвах 60–80-см толща песка, на которой сформировались гумусовые горизонты А и В1, прикрывающие гор. В2? Нарастивание профилей черноземов И.П.Герасимов [1969] объясняет осаждением атмосферной пыли в голоцене. Повсеместное проявление этого процесса, кроме С.П.Добродеева [1972], Т.Д.Морозовой [1981], отмечает также М.А.Глазовская [1975]. Но в супесчаных почвах гумусовые горизонты не лессовые, а в основе своей также песчаные, не отличающиеся по минералогическому составу от песков материнской породы и от песчаного скелета самого гор В2. Обогатились эти гумусовые горизонты тонкодисперсными минеральными и органическими материалами до степени супесей не столько от атмосферного запыления, сколько в результате почвообразования и внутрипочвенного выветривания под степной и лесной растительностью.

Время, когда происходило накопление песка (будущих гумусовых гор. А и В1), по-видимому, нужно отнести к позднеледниковью 16–12(10) тыс. л.н. Тогда в условиях субарктического климата подверглись дефляции не только свежееотложенный песчаный аллювий первой террасы, но и задерненные пески с песчаными почвами [Grzybowski, 1981] высоких террас. Ожелезненная и оглеенная дерново-мерзлотная тундровая почва оказалась устойчивой к дефляции, тем более, что была покрыта тундрово-степной растительностью. Последняя способствовала равномерному осаждению песка и лишь в результате частичного смыва дождями наносы песка на вершинах гряд уменьшились до 40–60 см, и увеличились в межгрядовых понижениях до 60–80 см. На возможность формирования подобных же полигенетических гетерохронных почв указывал К.Д.Глинка [1904]. Американские исследователи Р.Мiles, Д.Францмейер [1981] также описывают почвы с аргиллитовым горизонтом на древних дюнах Индианы и почвы без такого горизонта на молодых дюнах.

Итак, на степных песках южнорусской равнины в автономных условиях на золовых наносах моложе 3–5 тыс. лет обнаруживаются примитивные, слабо развитые и маломощные дерново-степные рыхлопесчаные почвы.

На песках, перевеянных 16–20 (10) тыс. л.н. дерново-степные связно-песчаные среднемощные почвы с псевдофибрами – реликтами лесной стадии жизни в раннем и среднем голоцене.

На песках древнеаллювиальных равнин и прирусловых грив, так же как и на грядовых песках, навеянных на суглинки высоких террас и водоразделов около 65–45 и 23–18 тыс. л.н., сформировались мощные чернозёмовидные и каштановые супесчаные почвы без ортзандов или с ними. Нижняя половина этих почв (красно-бурый гор.В2) является реликтом тундровой позднеледниковой почвы, верхняя же половина (гумусовые гор. А-В1) сформировалась в основном в голоцене на золовых наносах песка позднеледниковой фазы дефляции. Более древние –

средне- и раннеплейстоценовые почвы песчаных террас не сохранились – они были погребены делювиальными суглинками, смываемыми с водоразделов.

Железистые псевдофибры в степных связнопесчаных почвах, возникли в раннем и среднем голоцене под сосновыми лесами в основном автохтонно. Ортзанды же в осветленных песках гор. С черноземовидных супесчаных почв являются преимущественно аллохтонными образованиями, возникшими от приноса железа грунтовыми водами. Извилистость ортзандов и разрывы в них связаны не только с особенностями слоистости песков, но и с процессами криогенной солифлюкации – морозного течения грунтов в ледниковые периоды плейстоцена.

13 3 5 Полупустынная зона

В зоне сухих степей и полупустыни на территории Евразии находятся песчаные массивы: Тарско-Кумский, Волжско-Кумский («Черные земли» Калмыкии), Волжско-Уральский, Урало-Эмбенский, Астраханские пески, Приаральские Каракумы, Б. и М.Барсуки.

Климат континентальный и засушливый. Количество выпадающих в год осадков 300–400 мм на северо-западе и уменьшается к востоку и югу до 200–100 мм. Зима короткая, холодная, малоснежная с сильными бурями. Снеговой покров до 10–30 см и часто сдувается ветром. Весна и осень короткие и сухие, лето длинное, жаркое и сухое. Континентальность климата увеличивается к востоку, возрастает контрастность между зимами и летними температурами воздуха, теплый период короче, отмечается некоторое снижение активных температур. Годовой коэффициент увлажнения 0,3–0,2, а в летние месяцы 0,1. Глубина промачивания супесчаных почв весной 30–80 см, песчаных – 100–150 см.

В более благоприятных климатических условиях находится Терско-Кумский песчаный массив, Волжско-Кумские пески расположены в переходной полосе полупустыни к пустыне. Наиболее суровы климатические условия Волжско-Уральских песков, расположенных по соседству с пустынями Средней Азии и Казахстана и несущие на себе резко выраженные черты последних, особенно в южной части.

Песчаные массивы различаются также по генезису и минералогическому составу песков, по глубине залегания и минерализации грунтовых вод, видовым составом растительности, почвенным покровом и степенью его дефлированности. Различно и сельскохозяйственное использование этих песчаных массивов и методы их мелиорации.

13.3.5.1. Терско-Кумский песчаный массив

Терско-Кумские пески площадью около 1 млн. га расположены в западной части Прикаспийской низменности, в междуречье Терека и Ку-

мы. В их состав входят: **Кумские** пески, простирающиеся вдоль северной границы массива по р.Куме; **Бажиганские** на северо-западе от пос. Ачикулак до пос. Бажиган; к ним примыкают **Северо-Тереклинские**, к югу – **Южно-Тереклинские** и восточнее – **Восточно-Тереклинские** пески; в юго-западной части – **Иргаклинские** и по левому берегу р. Терек – **Терские** пески.

С удалением от предгорий (Терские пески) смягчающее влияние Кавказского хребта ослабевает и увеличивается континентальность климата. К северо-востоку Терско-Кумского массива количество выпадающих осадков снижается от 400 до 250 мм, возрастает скорость ветра, наблюдаются чаще пыльные бури. Меняется и рельеф; от равнинного, полого-волнистого и мелкогрядового на Терских и Иргаклинских песках до средне-грядово-бугристого и местами крупно-грядово бугристого и даже барханного в центральной и северо-восточной части массива. Пески полиминеральны, они были принесены сюда с гор Кавказа Терком и Кумой в неоген-четвертичное время, т.е. геологически совсем недавно (в эпоху альпийского орогенеза) и поэтому сохранили в себе почти все первичные минералы. В легкой фракции, кроме кварца, содержится 15–20% полевых шпатов, а в тяжелой (5–8%) – амфиболы, пироксены, слюды, доломит, кальцит, глауконит [Гаель, Хабаров, 1969].

На таких минералогически богатых, перевеянных (бурунных) среднеломкозернистых Терских песках, находящихся в более благоприятных климатических условиях, сформировались в голоцене глубокогумусированные (А-В-ВС-120–135 см на вершинах гряд, а в межгрядовых понижениях – до 150–175 см) дерново-степные связнопесчаные карбонатные почвы с периодически-промывным водным режимом. Во всей толще почвогрунта имеются карбонаты, псевдофибры и ортзанды отсутствуют. Содержание гумуса 0,9–1% с очень постепенным уменьшением вниз и следы (0,1–0,03%) содержатся даже на глубине 200 см. Содержание карбонатов увеличивается с глубиной от 4 до 7%. В составе обменных оснований преобладают кальций и магний. Реакция почв в гумусовых горизонтах слабощелочная (рН 7,3–7,6), ниже – щелочная (рН 7,7–8,0).

На Терских песках богат и растительный покров, включающий такие пелитофильные растения как типчак желобчатый (вместо обычного на кварцевых песках псаммофильного типчака Беккера). Присутствуют и кальцефил прутняк и другие ценные в кормовом отношении травы. В межбугровых понижениях с близким уровнем пресных грунтовых вод (1,5–2 м) к степным травам присоединяются луговые, в том числе субтропические – высокорослый эриантус, императа, пальчатая трава и др. [Трушковский, 1958].

В полупустынной части междуречья – Кумский, Бажиганский, Тереклинский массивы сложены пылевато-тонкозернистыми песками с прослойками суглинка. Грунтовые воды минерализованы. На таких песках сформировались светло-каштановые карбонатные пылевато-супес-

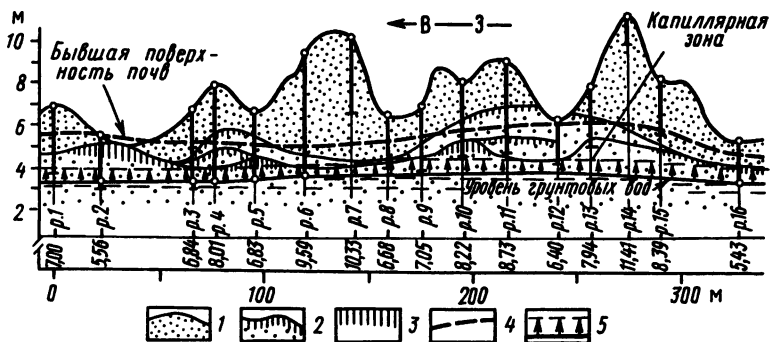


Рис. 19. Профиль через участок бывшей луговой степи на Терском песчаном массиве, 1976 г.

1 – золотые наносы современной фазы дефляции, 2 – золотые наносы песка с малоразвитыми почвами (эпохи кочевников), 3 – исходная лугово-степная связно-песчаная почва, 4 – бывшая поверхность этой почвы, 5 – уровень грунтовых вод с капиллярной каймой.

чаные почвы с непромывным водным режимом. В растительном покрове к житняку и прутняку присоединяется полупустынная белая полынь, а в понижениях рельефа и галофиты.

Использование Терско-Кумских песков разнообразно. Близководные пески с мощными связно-песчаными и супесчаными почвами пригодны для полеводства, для разведения плодовых и винограда. Большую часть массива занимают естественные сенокосы и пастбища, продуктивность которых зависит от их расположения и степени дефлированности.

На профиле (рис. 19), заложенном в СЗ углу Терского массива близ с. Иргаклы видно, что дерново-степные и дерново-луговые почвы разрушены местами до капиллярной каймы грунтовых вод и уцелели частично лишь в останцах. Прежний полого-грядовый рельеф превратился за последние сотни лет в бугристый до 5 м высотой.

13.3.5.2. Волжско-Кумские пески («Черные земли»)

Почво-грунты Черных земель в Прикаспийской низменности представлены в основном легкими породами - суглинками, супесями, тонкозернистыми песками. Пески эти принесены сюда Камой и Волгой с Западного Предуралья, сложенного красноватыми карбонатными пермскими породами. Пески также красноваты по цвету, богаты по минералогическому составу (полимиктовые) и содержанию элементов зольной пищи для растений. Тонкозернистость песков обуславливает сравнительно высокую их влагоемкость: они удерживают в себе 5–7% влаги.

Рельеф полого-грядовый. Почвы на равнинах суглинистые бурые солонцеватые, в широких межгрядовых ложбинах – супесчаные бурые с плотным карбонатным горизонтом (реликт гидроморфной стадии жизни), а на грядках – светло-бурые связно-песчаные с диффузным (не плотным) распределением карбонатов. Несмотря на малое содержание гумуса (0,3–0,4%), даже светло-бурые почвы обладают достаточным потенциальным плодородием, поэтому здесь растут ценные кормовые растения: житняк, прутняк, ароматическая полынь, тогда как на кварцевых бескарбонатных низковлажелемких песках Дона, Днепра эти растения не встречаются.

Наличие тонкопесчаного скелета во всех почвах Черных земель обуславливает сильную податливость почв дефляции. Проблема закрепления песков и защиты пастбищ Черных земель от дефляции поставлена в Калмыкии со второй половины XIX в. в связи с резким ростом площадей барханных песков в результате чрезмерного выпаса. Наиболее эффективным приемом закрепления песков является посев житняка и белой полыни. Особая роль в восстановлении пастбищ и защиты почв от дефляции придается защитному лесоразведению. Однако лесоразведение затруднительно на бурых, большей частью засоленных почвах Прикаспийской низменности. Среднегодовая сумма осадков здесь снижается до 250–200 мм, а испаряемость нередко превышает 1000 мм, создавая огромный дефицит влаги для древесных растений. Даже засушливый тамарикс (ветвистый краснокорый) предпочитает пески, выщелоченные от солей в стадии барханного сбоя, когда вся толща песков уже насквозь увлажнена и ликвидирован бывший импермацидный (мертвый) горизонт иссушения. Для лоха узколистного кроме выщелоченных песков от солей в барханную стадию нужно еще, чтобы грунтовые воды находились на доступной для корней глубине 3–5 м и имели бы минерализацию не более 3–5 г/л. Черный саксаул также растет здесь на мелкобарханных песках, где под слоем 30–60 см эолового наноса залегают непереверенные слои связнопесчаных бурых почв с прослоями суглинка, подстилаемые песками, а на поверхности солевых грунтовых вод уже успела за период барханообразования сформироваться опресненная (0,5–1,0 г/л) водная линза, в которую быстро (уже на 3-ем году жизни) проникают корни черного саксаула. На полынных же пастбищах с бурыми солонцеватыми супесчаными и тем более с суглинистыми почвами и сильно минерализованными водами культуры саксаула в Северном Прикаспии хотя и растут, но долговечность их меньше, чем на мелкобарханных песках.

Водно-балансовые расчеты показывают, что при глубоких грунтовых водах (более 5–6 м) на бурых песчано-супесчаных почвах, промачиваемых весной всего лишь на глубину 0,4–0,7 м, а ниже имеющих мощный мертвый горизонт иссушения, культуры лоха и других листовенных пород неизбежно будут усыхать от недостатка влаги, как только они за-растут полынью. Эти породы могут произрастать лишь при дополни-

тельном увлажнении за счет близких грунтовых вод или при искусственном орошении.

Таким образом, на Черных землях реально можно говорить о посадках без дополнительного орошения джугуна и тамарикса – на песках или тамарикса и саксаула черного – на супесчаных почвах.

13.3.5.3. Волжско-Уральские пески (Рын-пески, Урдинские пески)

Прикаспийская низменность между реками Волгой и Уралом заполнена с поверхности красноватыми мелкозернистыми слабокарбонатными песками, принесенными Волгой. Воды позднехвалынской трансгрессии Каспия перемыли эти пески и обогатили их осколками ракушек морских моллюсков. Затем пески подвергались перевеванию с формированием барханного, а позже полого-грядового рельефа.

Формирование рельефа поверхности Волго-Уральского междуречья, его растительного и почвенного покрова тесно связано с колебаниями в четвертичное время климата и уровня воды в Каспийском море, с его регрессиями и трансгрессиями. В эпоху позднеледникового (15–11 тыс. л.н.), когда на севере страны заканчивалось таяние ледника, междуречье было еще покрыто морскими водами. Затем в связи с регрессией моря формировались на обсыхающих суглинках под тундрово-степной растительностью дерново-криогенные почвы. Затем в сухие аридные эпохи климата уровень Каспия неоднократно снижался: в раннем голоцене (11–10 и 9–8 тыс. л.н.) до -52 и -49 м, в среднем (7–6,5 и 5–4 тыс. л.н.) до -42 и -40 м, в позднем (3–2,7 тыс. л.н.) до -35 м по отношению к уровню мирового океана [Иванов, 1988, 1995]. При этом в междуречье и на обнажавшемся дне Каспия пески подвергались климатогенной дефляции и по ним и с дельты р.Эмбы и из южных пустынь Прикаспия мигрировали в междуречье представители псаммофильной пустынной флоры (кумарчик, селин, эremosпартон, каллигонум, ива каспийская, лох, полынь белая астраханская, возможно осока вздутоплодная) и представители пустынной песчаной фауны (грызуны, песчанки, ящерицы, насекомые). В эти ксеротермические эпохи процесс автоморфного почвообразования на развеваемых песках почти не проявлялся.

В благоприятные же по увлажнению плювиальные эпохи голоцена (8–7; 6,5–5; 4–3; 2,7–2,5 тыс. л.н.) уровень Каспийского моря колебался в пределах 5 м от современного (-27 м). На юге приморские пески затопливались, зарастали тростником или, освобождаясь от морских вод, вновь развевались. На севере же в Урдинскую дельту проникали по долинам речек, стекавших с Общего Сырта, вяз, тополь, ольха, а также луговые и степные псаммофильные травы (кияк, осока колхидская, овсяница Беккера, келерия сизая, полынь зеленая песчаная и сизая Маршала, ива розмаринолистная).

В плейстоценовые эпохи на зарастающих песках автоморфное почвообразование, особенно в северной части междуречья, протекало по степному каштановому (8,1–7; 6,5–5; 2,7–2,5 тыс. л.н.) и даже черноземному (4–3 тыс. л.н.) типу. В аридные же эпохи на преобладающей площади междуречья с солеными грунтовыми водами на окarbonаченных песках под растительностью житняково-прутнякового белопопынника формировались бурые пустынно-степные связно-песчаные почвы. В наиболее возвышенной (неотектоника) центральной части междуречья в этих почвах на крупно-грядовых песках обнаружены реликтовые признаки мерзлотного криогенеза [Иванов, 1995]. На западной и восточной окраинах по слабо перевеянным волнистым равнинам под эфемероидно-белопопынной растительностью формировались бурые пустынные супесчаные почвы с наличием в подгумусовом горизонте плотного иллювиального горизонта. Все эти почвы затем подвергались отскотосбоя неоднократной антропогенной дефляции и погребению эоловыми наносами.

Северная и южная половины массива существенно отличаются природными условиями.

В северо-западной части песчаного массива (Рын-пески, Урдинские пески) наблюдаются гряды бугристых песков шириной до 3–6 км (нарыны), длина которых достигает 15–25 км. В восточной и центральной частях преобладают пески бугристо-грядовые, а в южной – грядово-барханные. На западе и юге широко развиты бэровские бугры, достигающие до 15 м и более высоты над прилегающими участками. Наконец, местами встречаются довольно глубокие впадины и долины, а также останцовые горки-выходы коренных пород. Поверхностными отложениями в южной половине песчаного массива являются хвалынские красноватые мелкозернистые пески. В северной половине массива хвалынские осадки большей частью размыты и погребены древними аллювально-дельтовыми светло-желтыми средне-мелкозернистыми песками. И те и другие пески в значительной мере были передуты ветром. Грунтовые воды в северо-западной части песчаного массива весьма близки к поверхности (0,5–2 м по котловинам); пресны (сухой остаток чаще всего 0,01–0,03 г/л) и насыщают толщу песков-плывунов, перемежающихся с прослоями суглинка, на глубину до 15–20 м и более. Под ашиками минерализация грунтовых вод повышается до 0,2–0,5 г/л. Совсем иная картина наблюдается в остальных частях Волжско-Уральского массива. Здесь под целинными, а также под разбитыми, но вторично заросшими песками грунтовые воды хотя и лежат неглубоко от поверхности (по котловинам 1,5–3 м), но почти всюду сильно минерализованы, имея сухой остаток обычно от 1–5 до 5–10 г/л и более.

Гидрологические условия северной и южной частей Волжско-Уральских песков тесно увязываются не только с особым происхождением песчаного материала (древний аллювий и морские хвалынские отложения), но также и с климатическими условиями. Примерно по широ-

те 48° проходит граница двух климатических зон – полупустыни и пустыни. Атмосферным увлажнением лучше всего обеспечен северо-западный угол песчаного массива – Урдинские пески, где среднегодовое количество осадков составляет 240 мм. Отсюда к югу (Астрахань 190 мм) и особенно к юго-востоку количество осадков значительно уменьшается (Гурьев 160 мм). Среднегодовая температура воздуха, наоборот, возрастает с северо-востока на юго-запад (долина М.Узенья 5,3°, Астрахань 9,7°) и климат Астрахани может быть отнесен уже к сухим субтропикам. В южной части района пески летом нагреваются до 70° (иногда до 78°). Зима в районе довольно мягкая, часто бывают глубокие оттепели. В северной части района лето несколько прохладнее, а зима многоснежная и продолжительнее, но еще в Урде акация белая и виноград не очень страдают от морозов, в то время как на той же широте а Актюбинской области они не выдерживают очень суровых и бесснежных зим. Самой неприятной особенностью климата является сильные ветры, средняя годовая скорость которых составляет 5 м в секунду. Преобладают ветры восточных румбов. Граница двух климатических зон – полупустыни и пустыни – является вместе с тем границей двух почвенно-ботанических областей.

В полупустыне на дерново-полупустынных песчаных почвах преобладают злаково-разнотравная растительность. Однако в результате неоднократной дефляции почвы на большей территории разрушены и погребены золовыми наносами. В Урдинской дельте возвышенные ленты (нарыны) бугристых бескарбонатных песков и сейчас находятся в полуразвеваемом состоянии. Лишь в котловинах выдувания с близким уровнем пресных грунтовых вод меж бугров под кустарниковыми ивами и рощицами тополя нарынского формируются примитивные глееватые почвы. И даже в долинообразных понижениях между нарынами – ашиках – на перевеянных песках с уровнем грунтовых вод глубже 2 м под псаммофильным типце-ковыльником с житняком (еркеком) и разнотравьем обнаруживаются только слаборазвитые и маломощные дерново-степные песчаные почвы. И лишь при уровне грунтовых вод менее 1,5 м имеются в ашиках вполне сформированные полугидроморфные дерново-луговые и гидроморфные дерново-луговые глееватые связно-песчаные почвы – бескарбонатные или с горизонтом лугового мергеля. Травостой на них выкашивается. В бугристых песках Урды по близководным котловинам выращено (в основном во влажный период 1913–1915 гг.) до 200 га куртинно-копковых насаждений сосны. Значительная часть их сохранилась до настоящего времени. По заиленным остаткам русел встречаются солончаки – соры – заливаемые весной талыми водами. Всюду в ашиках по свежим глубоким выдувам (до капиллярной каймы) от скотосбоя расселяются за последние 70–50 лет самосевом лох – отдельными деревьями и куртинами.

В пустынной части Волжско-Уральских песков по барханным буграм и грядам под эфемерово-белопопынной растительностью формируются

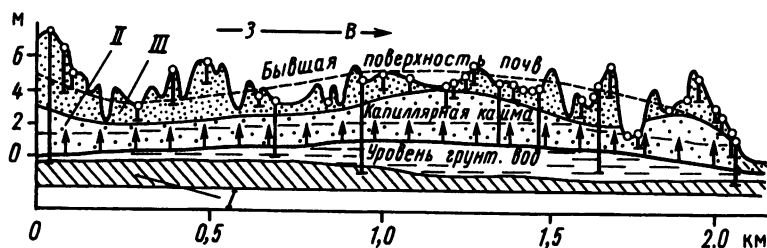


Рис. 20. Профиль через участок Волго-Уральских песков, 1978 г.

I – хвалынские глины, II – пески материнской породы разветренных и несохранившихся связнопесчаных почв, III – золотые наносы песка антропогенных фаз дефляции с примитивными песчаными почвами.

бурые и серо-бурые песчаные и супесчаные почвы. На нижних частях склонов (а нередко и на верхних), увалов и бугров супесчаные почвы становятся солонцеватыми, на них к белой полыни примешивается полукустарниковая солянка итсегек. Понижения между увалов заняты черно-полынными солонцами, солончаками с голофитной растительностью и солеными озерами – сорами, сверкающими на солнце коркой белых солей. Иногда встречаются осолоделые почвы, которые в западной части песчаного массива используются под посевы сельскохозяйственных культур.

Приведенный на рис. 20 профиль нивелировки заложен в совхозе Баксайский Гурьевской области. Грядовый рельеф песков здесь сменяется более спокойным широко-волнистым. На 2 км длины профиля не было найдены ни одного участка с сохранившимися от дефляции связнопесчаными почвами. Лишь по слабой сероватой (от остаточного гумуса) окраске песка и по отсутствию цельных раковин морских моллюсков можно было различить границу перевеянных в результате скотосбора и непереваенных хвалынских песков и реставрировать бывшую поверхность рельефа и почв, показанную на рисунке пунктиром. Голые пятна песка сейчас чередуются с участками, зарастающими эфемерами или эбелеком и малоценной в кормовом отношении зеленой полыню с постепенным внедрением белой полыни. Житняк и прутняк почти исчезли, что весьма обеднило пастбища.

13.3.5.4. Пески Большие и Малые Барсуки

Крупный (более 700 тыс. га) песчаный массив Северного Приаралья расположен на контакте полупустыни с пустыней. Среднегодовое количество осадков здесь 150 мм, с колебаниями по годам от 58 до 240 мм. Среднегодовая температура воздуха 5,5°. Летом максимальные темпе-

ратуры достигают 42°, а зимой минимальная температура – 43°. При сильных морозах и маломощном (5–15 см) снежном покрове, постоянно сдуваемом ветрами, пески по буграм промерзают до глубины 2,5 м.

Пески Большие Барсуки в Челкарском прогибе и пески Малые Барсуки в тектоническом разломе коренных пород возникли от выветривания (элювий) и размыва водными потоками неогеновых (редко палеогеновых) песчаников и песков с переработкой их в раннем и особенно в позднем плейстоцене ветром в бугры-гряды. Массив песков Приаральских Каракумов ограничен с запада и севера обрывами высоких чинков столовых плато. Воды пра-Тургая размывали здесь плиоценовые осадки и вместе с песчаным аллювием создали континентальную дельту, подобную Урдинской и Уильской (Тайсуган) в северном Прикаспии. Долинообразные понижения (ашики) с заиленными остатками русел водных потоков чередуются здесь с лентами (нарынами) бугристо-грядовых песков [Гаель А.Г. и др., 1950]. Эрозионно-аккумулятивная деятельность водных потоков в юго-восточной части массива проявлялась гораздо слабее.

Характерной особенностью песков является близкий уровень к поверхности и обилие грунтовых вод. Здесь, почти нет выходов грунтовых вод на поверхность в виде озерков и болотцев, но во многих котловинах весной капиллярная кайма подходит к поверхности. Только это обстоятельство и позволяет проводить здесь выборочное облесение по котловинам. В этом отношении пески Б. Барсуки, так же как и пески Уильские, выгодно отличаются от песков Урдинских, где поднятие капиллярной влаги до поверхности дна котловин происходит значительно реже – три-четыре года из десяти. Мощность горизонта грунтовых вод, опирающегося на водоупорную третичную глину, составляет 6–8 м и более. Вся эта толща водонасыщенных песков очень слабо минерализована: плотный остаток 0,2–0,3 г/л.

Несмотря на такую опресненность грунтовых вод и выщелоченность песчаной толщи, в некоторых влажных котловинах выдувания иногда выпотевают соли – преимущественно сернокислый натрий. Слабый налет этой соли на поверхности песка почти безвреден для роста сосны, березы, тополей. К тому же он легко выщелачивается дождями и исчезает во вторую половину лета в связи с понижением уровня грунтовых вод.

Более опасны выцветы соды, которая токсически действует на сеянцы хвойных и лиственных пород (кроме саксаула, лоха и чингила). Но сода образует бурую корочку только в задернелых котловинах на луговых почвах, которые в бугристых песках встречаются редко. С понижением уровня грунтовых вод к концу лета выцветы соды также исчезают. Таким образом, в Б. Барсуках обнаруживается такой фактор, как засоление, который не проявляется в песках Урды или Уила.

Бугры в Барсуках невысокие (3–7 м), обычно лишены определенной ориентировки, но иногда вытянуты в гряды перпендикулярно господствующим юго-восточным ветрам. Котловины между буграми так же не

имеют определенных очертаний и редко достигают по размерам 0,1 га, обычно меньше.

По гранулометрическому составу песчаный элювий на останцах грубозернист, а аллювиальные пески, перевеянные в плейстоцене, мелко-среднезернистые. Влагоемкость их в северо-западной части региона низкая (НВ-3–4%), водопроницаемость высокая, поэтому даже при среднегодовой сумме осадков всего 150 мм грунтовые воды в перевеянных песках до водоупорных глин во всей 2–10-метровой толще зоны насыщения слабо минерализованы (0,3–1 г/л). Тысячелетиями кочевники-скотоводы пользовались пресной водой из глубоких (1,5–2,5 м) колодцев – кудуков, в котловинах выдувания меж бугров.

Почвы и растительность в зависимости от возраста и состава почвообразующих пород значительно различаются:

1. На бугристо-грядовых маловлагоемких бескарбонатных песках при уровне пресных грунтовых вод 2–7 м сформировались в голоцене связнопесчаные почвы А-В-ВС-70–90 см. Они схожи с дерново-степными связнопесчаными почвами степного Днепра и Дона, но лишены псевдофибр, так как сосновые леса в голоцене сюда не проникали. Гумусовая окраска постепенно ослабевает вниз по профилю почв, содержание гумуса (фульватного) 0,4–0,5%, реакция почв близка к нейтральной (рН-6,9–7,3). Водный режим периодически промывной, сухих импермацидных горизонтов даже на высоких заросших буграх не обнаруживается. Относят эти почвы к бурым полупустынным недифференцированным [Маланьин, 1979; Успанов, Фаизов, 1971]. В покрове на них преобладают степные дерновинные злаки – ковыль Иоанна, овсяница Беккера и житняк сибирский (еркек), а из полукустарничковых полыней присутствуют в основном неароматичные песчаные виды.

Выпас превратил большую часть почв в бугристо-котловинные пески местами с обарханенными вершинами и редкой растительностью травянистых (колосняк, селин перистый) и кустарниковых (каллигонум, аммодендрон) псаммофитов, а в котловинах при близком (0,7–1,2 м) уровне пресных грунтовых вод – с ивой розмаринолистной и каспийской, лохом. Только по таким котловинам и удастся вырастить культуры сосны. Бонитет их в Больших Барсуках V–IV, а в Уильских и Урдинских песках при меньшей аридности климата IV–III–(II) классов. Саксаул, даже белый, на кварцевых бескарбонатных песках не растет.

На вторично окarbonаченных кварцевых песках, в юго-западной части Каракумов, профиль связнопесчаных голоценовых почв более мощен (90–100 см) и сплошь вскипает от HCl. Содержание CO₂ в гумусовом горизонте 0,4%, в горизонте В-ВС до 1,9%, а ниже (гор. С) 0,5–0,3%. Реакция почв щелочная (рН-8,5). Гумус фульватный (С_{гк}: С_{фк}-0,6), содержание его 0,4–0,5%. В покрове господствуют кальцефилы – ароматичная полынь белая и прутняк, встречается осока вздутая. Казалинский лесхоз создает на этих бурых полупустынных почвах с уровнем

грунтовых вод более 5 м пастбищезащитные лесополосы из черного саксаула IV–III классов бонитета [Маланьин, 1979].

2. По бортам ложбин стока на плащах (2–7 м) кварцевых бескарбонатных песков, навешанных из ложбин на железистые песчаники и глины коренных пород, сформировались (возможно, с конца позднего плейстоцена) связнопесчаные почвы А-В-В_к-BC-110–140 см. Висячий карбонатный горизонт В_к возник в них от импัลверизации и биогенного накопления вторичных карбонатов [Лобова, 1960] с вымыванием их на глубину весеннего промачивания почвы 90–135 см. Гумуса (фульватного) в почве 0,5–0,6%, реакция в верхней бескарбонатной толще близка к нейтральной, а в горизонте В_к щелочная, водный режим непромывной. И эту почву относят к бурым полупустынным, но с дифференцированным профилем. Растительность представлена житняково-прутьяковым белополынником, осока вздутая почти отсутствует. Это были лучшие здесь пастбища для всех видов скота, а во влажные годы – местами и сенокосы (3–5 ц/га). Но сейчас житняк и прутняк почти исчезли, а белая полынь сильно изредилась. Вместо них расселяются весенние злаки – костер кровельный, мятлик луковичный и сухая солянка. Создаваемые за последние 12 лет на этих почвах пастбищезащитные черносаксауловые полосы растут удовлетворительно, пока ведется уход за почвой, а затем прирост сильно замедляется.

3. По столовым плато на неоген-палеогеновых суглинках и непереверенных супесях распространены бурые пустынные плейстоцен-голоценовые карбонатные с гипсом почвы под эфемероидными серополынниками (полынь белоземельная ароматичная) с примесью ксерогалофитов, в том числе кое-где и черного саксаула V–IV классов бонитета.

Анализируя эти сочетания почвенного и растительного покровов И.П.Герасимов, Е.В.Лобова пришли к выводу, что в аридных условиях роль почвообразующих пород и геологической истории затушевывается влиянием климатической обстановки. Позже М.А.Глазовская [1975] установила общий закон множественности зональных типов почв; разнообразные сочетания биоклиматических факторов с факторами литологическими обуславливают существование в пределах одной и той же почвенной зоны нескольких зональных типов почв.

13.3.6. Пустынная зона

Пустынная зона расположена к югу от полупустынной и охватывает обширную территорию Средней Азии и Казахстана. Пустыни занимают 140 млн га (по Н.Н.Розову, 1968), в т.ч. на долю песчаных почв и перевеянных песков приходится около 40%. Пашни, залежи, сады и огороды занимают всего 0,7% территории зоны, сенокосы 0,7, пастбища и выгсны – 52,9, леса и кустарники – 2,8, прочие земли – 42,9% (сюда относятся и подвижные барханные пески).

Климат зоны очень континентальный. Годовая сумма осадков колеблется от 80 до 180–200 мм, несущественно отличается от полупустынной зоны. Однако годовой ход выпадения осадков заметно меняется. В то время как в полупустыне и северной пустыне осадки выпадают более или менее равномерно, с некоторым превышением весной и летом, в южной пустыне максимум осадков приходится на весну, несколько меньше их выпадает зимой; значительно меньше осенью и крайне мало летом. Такое распределение осадков уменьшает испарение с поверхности песков и обеспечивает сравнительно глубокое их промачивание. Лето длинное и жаркое, зима очень короткая, малоснежная на севере и бесснежная на юге. Зимой почвы промерзают, а летом иссушаются до воздушно-сухого состояния. Температура наиболее теплого месяца 22,5–27°С, наиболее холодного -2-5° на западе зоны и -5-15° на востоке. Продолжительность вегетационного периода 164–205 дней. Сумма $T^{\circ} > 10^{\circ}$ составляет 3000–4200°. Высокие температуры и большая солнечная радиация вызывают сильную испаряемость – 750–1050 (до 2000) мм; КУ – 0,12.

Рельеф и почвообразующие породы. Рельеф пустынной зоны очень сложный и разнообразный. Огромную территорию занимает Туранская низменность, прилегающая с юга к котловине Аральского моря с песчаными пустынями Каракум, Кызылкум и Муюн-Кум. Большую площадь составляют древние и современные дельты Сырдарьи, Амударьи, Теджена, Тургая, Мургаба, Атрека, а также древние долины Узбоя и других рек.

С севера к Туранской низменности прилегает возвышенное пустынное плато Устюрт, с северо-запада – Бетпак-Дала.

Наиболее распространенные почвообразующие породы в Туранской низменности – древние и современные аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения разного гранулометрического состава и разной степени засоления и карбонатности.

Основной процесс формирования низменных равнин Средней Азии был связан в палеогеографическом отношении с развитием древних речных систем, порожденных альпийским орогенезом. Поднятие Тянь-Шаня создало крупные речные системы, объединившие многочисленные замкнутые депрессии. Амударья захватила в свой бассейн речки, отлагавшие ранее наносы в подгорных равнинах. Образование единой Амударьи происходило параллельно отступанию палеогенового моря, и дельтовые осадки чередовались с морскими. Основным процессом был размыв горных поднятий и аккумуляция речного аллювия на равнинах. Этими процессами и были созданы в пустынях обширные аллювиальные песчаные равнины. Общей тенденцией изменения климата территории, занятой современными пустынями, является превращение аридно-го субтропического климата в аридный континентальный.

В четвертичное время аридизация климата приводила к усыханию водных бассейнов, обсыханию низменностей с неглубоко залегающими грунтовыми водами и интенсивному развитию золотых процессов. В

области развития песчаного аллювия образовались бугристые, кучевые и грядовые пески, барханы.

Геохимическая особенность пустынного ландшафта заключается в широком распространении древних форм коры выветривания благодаря сухому климату, способствующему сохранению продуктов былых геохимических процессов. Пустынную зону отличает сильно выраженная загипсованность различных отложений. Благодаря бессточности здесь широко распространены хлоридное и сульфатное засоление.

Растительность. Общие особенности растительности пустынной зоны – ее разреженность и своеобразие форм, выработанных как приспособление для экономного расходования влаги – ксерофильность, сокращение листовой поверхности и др. Песчаные пустыни значительно богаче как по видовому составу, так и по продуцируемой растительной массе по сравнению с каменистыми и глинистыми пустынями. Причина в более глубоком промачивании песков атмосферными осадками, меньшим испарением с поверхности, дополнительном увлажнении за счет конденсации влаги паров воздуха. В песчаных пустынях в составе травостоя преобладают эфемеры и эфемероиды. Наиболее широко распространены песчаная осока (илак), мятлик луковичный, песчаный овес (селин); из кустарников – кандым, песчаная акация, белый саксаул. Черносаксаульники приурочены к местам с относительно неглубокими грунтовыми водами.

В автоморфных условиях пустыни выделяют три типа зональных почв: серо-бурые, такыровидные и песчаные. Серо-бурые пустынные почвы приурочены к каменистым пустыням, такыровидные пустынные почвы – к глинистым пустыням. Песчаные пустынные почвы формируются на перевеянных или на древнеаллювиальных песчаных отложениях богатых по минералогическому составу. В современном почвенном покрове песчаных пустынь нередко сохраняются реликтовые признаки от прошлых стадий почвообразования.

13.3.6.1. Особенности почвообразования в пустынях Северного Турана

В пустынях Северного Турана (Прибалхашские, Причуйские, Присырдарьинские массивы Казахстана) в более влажное атлантическое время на песках преобладала злаковополукустарничковая растительность с участием эфемероидов в нижнем ярусе. Одновременно местами развивались ассоциации полукустарников и кустарников – саксаулов белого и черного, джужгунов. Местами корни растений достигали не очень глубоких грунтовых вод. На грядовых дюнах формировались пылевато-связнопесчаные почвы мощностью до 1,5–2,0 м, в межгрядовых понижениях – супесчаные и легкосуглинистые почвы (рис. 21). В процессе внутripочвенного выветривания почвы обогащались физической

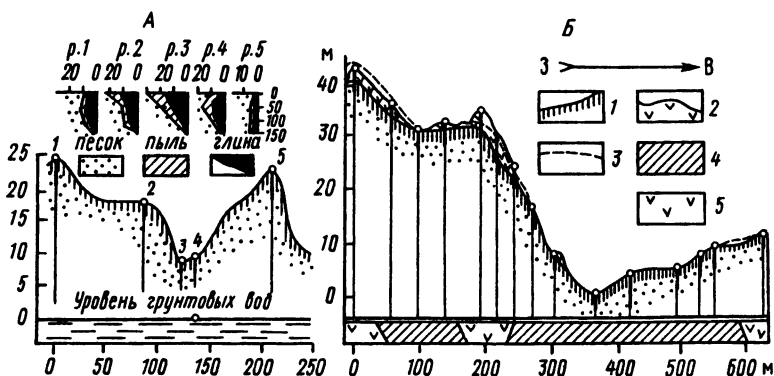


Рис. 21. Профиль нивелировки через крупногрядовые пески с мощными позднплейстоцен-голоценовыми частично развеянными связнопесчаными почвами в пустыне Казахстана.

А – Причуйские Муюнкумы, сверху – графики содержания (%) глины и пыли в пяти почвенных разрезах, внизу – горизонт грунтовых вод, Б – Приилийские Таукумы:

1 – связнопесчаные почвы, 2 – современные наносы песка, 3 – бывшая поверхность почв до развеивания от скотосбоя, 4 – осоковый серополынный, 5 – пионеры псаммофиты.

глиной (до 8%) и крупной песчаной пылью (до 15–20%). Почвы имеют на поверхности карбонатную корочку – палево-серого цвета с содержанием гумуса до 0,6–0,9%. На некоторой глубине под слоем навеванного песка располагается гумусовый горизонт с большим количеством корешков («корешковый»). В карбонатном горизонте В_к – встречаются карбонатные конкреции – аккырши по сгнившим корням растений.

В понижениях рельефа, где грунтовые воды залегают на глубине 2–5 м, среди осочково-белополынных группировок появляются кусты белого и черного саксаула. На поверхности почв под их кронами образуются толстые солонцеватые и солончаковатые почвы. В понижениях с выпотным водным режимом возникают солончаки под галофитной растительностью.

В результате скотосбоя почвы на вершинах и склонах гряд разрушаются и пески обарханиваются. Но так как дожди в северных пустынях выпадают и летом, барханы довольно быстро зарастают и на них формируются примитивные и маломощные неполнопрофильные почвы без карбонатных конкреций.

Разновозрастность почв находит подтверждение в химических свойствах гумуса. По данным анализов Н.Г.Сметаны [1977], тип гумуса в мощных почвах крупных ряд близок к гуматному степному (Сгк : Сфк-1,0–1,3) с примерно равным содержанием гуминовых кислот, связанных с Са и R₂O₃, неизвлекаемый остаток – 80%. Влияние современного пус-

тынного почвообразования проявляется в сужении атомного отношения ($C:N=14,4$). В маломощных позднеголоценовых почвах гумус фульватный, более богатый азотом ($C:N=0,3$), легкогидролизуемый. Доля гуминовых кислот, связанных с R_2O_3 , O_3 , достигает 50%.

13.3.6.2. Особенности почвообразования в пустынях Южного Турана

При почти одинаковом с пустынями Казахстана годовом количестве атмосферных осадков климат пустынь Средней Азии отличается менее холодной и более короткой зимой, длительным (до 5–6 месяцев) знойным летом с высоким альбедо и сильным нагревом и иссушением почвы. Это приводит к затуханию биогенных, в том числе и почвенных, процессов и к смене химического выветривания физическим [Харин и др., 1976]. Дефляционная и транспортирующая способность ветра (общая его энергия) максимально здесь проявляется в районе Каспийского моря и Северного Казахстана, в пустынях же Средней Азии ее хватает лишь для переработки верхней 2–5-метровой толщи песка, выноса пылеватых частиц, но недостаточна для дальней транспортировки песка по воздуху, как это осуществляется в Джунгарских воротах и в долине р.Хуанхэ [Глазовский, 1984]. Однако перекачиванием и сальтацией пески в пустынях Турана, особенно в плейстоцене, перемещались на десятки километров.

Накопление песков как элювия коренных пород (например, во внутренних горах Кызылкумов) началось с мелового и палеогенового времени, когда подгорные низменности еще были покрыты водами моря Тетис. В неогене Сырдарья и Амударья интенсивно накапливали песчаный аллювий, на котором формировались субтропические красно-бурые почвы. Сейчас в Заунгузье на красноватых песчаниках кыров преобладают щебнистые серо-бурые гипсовые почвы под реликтовой растительностью (реамюрия, солянка древовидная, полынь бадхызская (рис. 22).

В плейстоцене (Q_1-Q_{II}) в Низменных Каракумах толща аллювиальных стально-серых слюдистых песков с прослоями глин – каракумская свита достигла мощности 200–400 м [Горелов и др., 1985]. Темноцветные слюды (биотит) в результате длительной и многократной переработки ветром выветривались, и пески приобрели серовато-желтую окраску от слабого накопления железа на поверхности песчаных зерен. Более сильного ожелезнения (рубefикации, по Лобовой, 1960), такого, как в неогене в Заунгузье и Кызылкумах, не произошло. Этому не способствовали аридный климат и карбонатность песков.

По минералогическому составу пески возвышенных (Заунгузских) и Низменных Каракумов сходны. В легкой фракции они в основном полевошпатово-кварцевые (20–30 и 50–60%), причем полевых шпатов в Заунгузье вдвое меньше, чем в Низменных Каракумах. В тяжелой фрак-

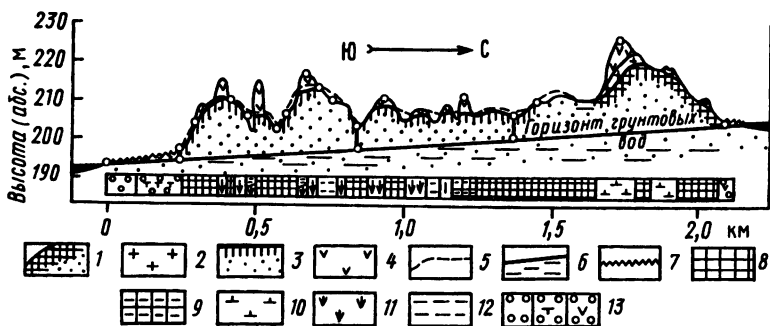


Рис. 22. Профиль нивелировки через грядовые пески Лявляканской приозерной депрессии в Южных Каракумах.

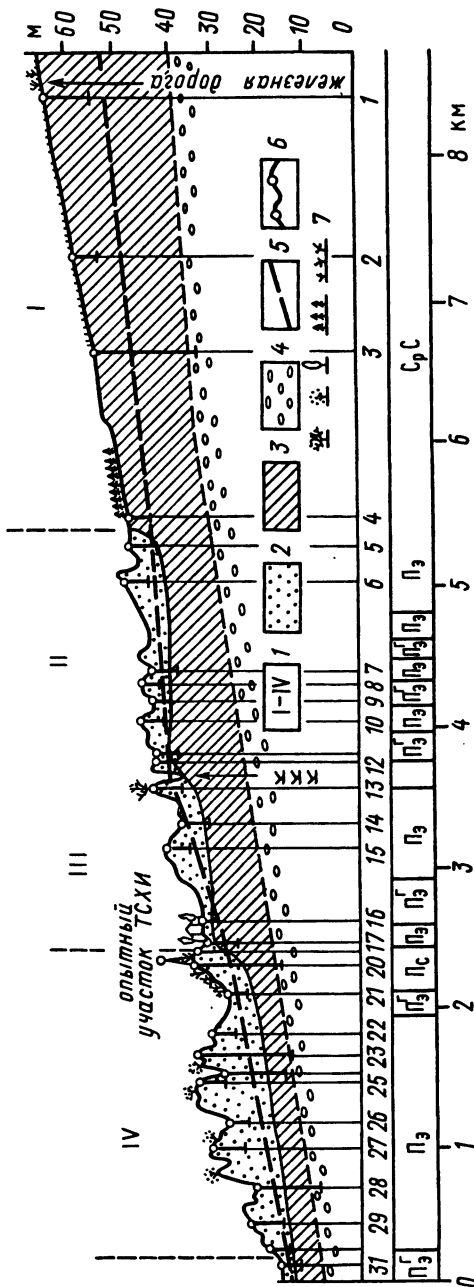
1 – высокая гряда, почвы мощные связнопесчаные с крупными карбонатными и гипсовыми конкрециями; на гряде неолитическая стоянка, 2 – наносы песка эпохи неолита, 3 – бугристо-грядовые пески, почвы менее мощные связнопесчаные с мелкими карбонатными конкрециями, 4 – современные наносы песка, 5 – бывшая поверхность почв, 6 – горизонт грунтовых вод и зона насыщения, 7 – берега соленых озер с пухлыми солончаками, 8 – осоковый серополынный, 9 – то же на заросших наносах песка, 10 – кустарники пионеры, 11 – травы пионеры, 12 – развеваемые пески, 13 – галофиты.

ции (1–5%) присутствуют амфиболы, эпидот, роговая обманка, пироксены, магнетит, ильменит и др. [Гаель, Хабаров, 1978; Санин, 1979].

В конце среднего плейстоцена (Q_{II}) Амударья, блуждая в своих наносах, уже не могла продолжать течение на запад к Каспийскому морю и повернула на север в Уральскую котловину. Позже речки Фирюзинка, Багирка, Гями и другие формировали на делювиальных суглинках подгорной наклонной равнины Копетдага ступени террасок с последующим наведением на них песков (рис. 23). По сообщению Л.Г.Добрина, две верхних терраски в суглинках под песками – ранне- и позднехвалынские, а нижняя – среднеголоценовая. Небольшая высота террасок связана с опусканием предгорной полосы в плейстоцене.

По данным космической съемки песков Туркменистана, преобладающую площадь 79% занимают грядовые формы рельефа, бугристые 7%, барханные – 6%, волнисто-равнинные – 6%. Относительная высота эоловых форм и степень их расчлененности связаны с возрастом песчаных отложений: в неогеновом Заунгузье гряды высотой 20–40 м, в плейстоценовых Центральных Каракумах – 10–15 и в дельте Мургаба – 8–10 м, а в голоценовой дельте Амударьи – 5–6 м [Зуева, 1987].

Возраст почв на песках Турана пока можно оценивать лишь предположительно. По-видимому, почвы, формировавшиеся на грядовых песках в раннем и среднем плейстоцене (Q_1Q_{II}), были погребены или раз-



22 Профиль ивзепировки через Прикопетлагскую подгорную равнину близ ст. Анау:

Рис. 23. Профиль нивелировки через приколедаскую под орлоу равнину с южной стороны. 1 – ступени четырех террасовых уровней (I-II-III-IV), 2 – пески, навешанные на ступени, 3 – суглинки делювиальные, 4 – галечники пролювиальные, 5 – горизонт грунтовых вод, 6 – почвенные разрезы и глубина бурения, 7 – растения: саксаул, кандым, плодовые, виноград, люцерна. Пз – пески

Почвы: СрС – сероземы, суглинистые староорошаемые, Пс – пустынные песчаные, более менее разветвленные, Пз – пески кандалым, плодовые, винограды, лощерны.

веяны, как это произошло с почвами на песках высоких (Q_1Q_{II}) террас рек на Русской равнине в перигляциальной зоне. Но в позднем плейстоцене там на террасовых песках формировалась тундровая почва. Перигляциальная зона с тундровым климатом (Паскевическое время) простиралась и на Туран. Ее южная граница проходила от Кара-Богаз-Гола, охватив Заунгузье, Кызылкумы и пустыни Казахстана, о чем свидетельствуют в наших полупустынях и пустынях следы мерзлотных процессов в бурых и серо-бурых почвах на суглинистых и супесчаных породах, не подвергшихся эоловой переработке [Успанов, Фаизов, 1971].

Можно предположить, что и происхождение ожелезненного уплотненного подгумусового горизонта в этих почвах также связано с тундровым почвообразованием. На перевеянных же грядовых песках этот реликтовый горизонт даже в мощных связнопесчаных почвах отсутствует, поскольку формирование их началось лишь в самом конце позднего плейстоцена с началом потепления и увлажнения климата (14–12 тыс. л.н.). Наиболее активно – с образованием крупных карбонатных конкреций – оно протекало в атлантическом оптимуме среднего голоцена 8–4 тыс. л.н. (лявлякянский плювиал). А затем – снова менее активно за последние 4 тыс. лет в условиях резко аридного засушливого климата позднего голоцена.

По-видимому, к позднелейстоцен-голоценовым можно отнести и близкие к светлым сероземам почвы на навейных на суглинки подгорных равнин плащах пылевых супесей (с НВ-9–13%), под растительностью осоково-мятликовых серополынных, например так называемых предпесках в Казахстане. Близки к ним почвы на слабо перевеянных дельтовых песках (НВ-8–10%) с прослойками суглинка в Обручевской степи Каракумов под покровом гемипсаммофильной осоки (*Carex subphysodes*) и мятлика (*Poa bulbosa vivipara*). Подземная масса этих двух эфемероидов в 10–18 раз превосходит надземную [Нечаева, 1968], а корни мятлика с самой поверхности пронизывают пылевато-связно-песчаную почву и вместе с дерниной из корневищ осоки хорошо защищают ее от дефляции [Лавров, 1979].

Но на преобладающей огромной площади песчаных пустынь Южного Турана грядовые, бугристые, ячеистые пески почти отвейны от пылеватых и глинистых частиц, а потому маловлагоемки (НВ-4–6%) и бедны элементами минеральной и азотной пищи. На таких песках в фитоценозах осоковых белосаксаульников формируются своеобразные пустынные песчаные почвы. К эдификатору – белому саксаулу – здесь примешаны кустарники (эфедра, черкез, каллигонуны, полукустарники и травянистые растения выходцы из неогеновой флоры лесовых саванн, щебнистых плато, солончаков и песков отступающего моря Тетис. В плиоцен-плейстоцене в связи с усилением аридности климата эти растения псаммофитизировались, одревесневали, эфемеризовывались и достигали такой степени специализации, что многие потеряли способность поселяться на субстратах, с которых вышли их предки [Курочкина и др.,

1984]. В Низменных Каракумах дерновинные злаки – житняк и ковыль отсутствуют. С трудом поселяется на бедных песчаных почвах и мятлик луковичный. Из многолетних трав доминирует осока вздутая (илак) – главное растение песчаных пустынь Турана, от которого здесь все зависит [Арнагельдыев, Костюковский, 1986].

Но реденькая сеть узких листочков осоки, высыхающих уже к концу весны (сено на корню), не может защитить поверхность песчаной почвы от ветра и перегрева солнцем, а потому в верхнем 3-5 см слое песка нет корней осоки, дернина же из ее клонов и корневищ располагается на глубине 5–20 см. Легко разрушается под осокой и карбонатная корочка, образующаяся от испарения влаги весенних дождей с поверхности высыхающего слоя. Поэтому с 1 м² сносится и наносится ветром за год 20–30 кг песка [Вейсов, 1968]. Не могут ослабить дефляцию и редкостойные кустарники, в том числе белый саксаул (120–140 шт. на 1 га). В результате пустынная песчаная почва медленно, но в течение тысячелетий, перевеивается. В ней мало накапливается пылеватых и глинистых частиц, элементов зольной и азотной пищи, ничтожна емкость поглощения (1,5 мг-экв/100 г), а содержание гумуса не превышает 0,2, снижаясь до 0,1% в поддерновом горизонте распространения вертикальных корней осоки (60–70 см). Результат всего этого – малая мощность, слабая дифференциация профиля на горизонты и низкая степень стадийного развития пустынных песчаных почв. Но во всей перевеиванной толще почвы до стально-серых непереиванных песков отмечены следы остаточного гумуса (0,01–0,05%) и по сгнившим корням саксаула изредка встречаются известковые конкреции.

Значительно меньшую площадь на переиванных песках Южного Турана занимают осоковые черносаксаульники. В основном они приурочены к долинообразным понижениям близководным, нередко связанным с зонами разрывных тектонических нарушений [Каленов, 1986]. При доступном для корней саксаула уровне грунтовых вод (2–5 м) расход влаги на транспирацию в черносаксаульниках достигает 320 мм. При глубине же грунтовых вод более 5–6 м в белосаксаульниках транспирация снижается до 60 мм. Крупная и густая крона черного саксаула лучше затеняет почву, снижает температуру, скорость ветра и испарение с почвы. Корковый горизонт почвы под кронами черного саксаула более трещиноват и порист, что способствует глубокой инфильтрации влаги осадков и стока их по стволам, а затем и по стержневому корню дерева до уровня грунтовых вод. Под белым саксаулом промачивание почвы редко превышает 1,5 м. В результате в четырехметровой толще почвогрунта запас влаги весной в осоковых черносаксаульниках составляет 358 мм, в белосаксаульниках – 178 мм, а осенью соответственно – 208 и 102 мм [Дедков, 1987].

Почва под черным саксаулом также в два-три раза богаче пылеватыми, глинистыми частицами и гумусом, но в корковом горизонте она более засоленна и щелочна. Гликофильная осока на такой корке существо-

вать не может, а однолетние солянки и эфемеры селятся здесь лишь по периферии крон. В пространствах же между деревьями черного саксаула благодаря большей чем в белосаксаульниках густоте древостоя (до 50–60% покрытия), ослабляющего силу ветра и перенос песка, даже и под осокой в песчаной толще здесь накапливается несколько больше глинистых частиц и гумуса (до 0,4%). Это создает условия для подселения к осоке не только эфемеров – костра кровельного и мортука, но и отчасти и эфемероида – мятлика, который под осокой в белосаксаульниках на песчаной почве почти не встречается.

Черносаксаульные леса в песчаных пустынях Турана – центр наибольшей концентрации и разнообразия жизни [Гунин и др. 1986]. Важно и хозяйственное их значение, как топливной и кормовой для скота базы. Но большей частью они уничтожены бессистемными рубками и нуждаются в восстановлении. Для нормальной жизнедеятельности осоковых саксаульников необходимо умеренное рыхление песчаной почвы. Тысячелетиями это осуществлялось копытами диких животных, а затем и домашним скотом. Без такого рыхления быстро расселяется на почве пустынный мох *Tortula desertorum*, перехватывающий влагу осадков, уплотняющий почву и ухудшающий ее аэрацию. Это приводит к ослаблению роста, а затем и к деградации саксаульников. Нередко их гибель завершают землерои-песчанки, обгрызающие зеленые побеги и ветки. Выбрасывая песок из нор, они вызывают дефляцию почвы и ее обарханизацию. К тому же ведет и чрезмерный выпас. Имеются однако в местах с особо резко выраженным активным ветровым режимом массивы «извечно» развеваемых (по крайней мере с позднего плейстоцена) грядово-барханных песков, и не только в пустынях Турана, но и в полупустынях Предкавказья и даже на степном Дону.

Теперь о названии пустынная песчаная почва. Признать его удачным нельзя, как и другие, предлагаемые взамен: светлосемы [Степанов, 1975], пескосемы [Лавров, 1979], желтовато-серые слаборубефицированные [Шишов, Аранбаев, 1984]. Поскольку основным почвообразователем является осока, предпочтительно было бы именовать эту почву дерново-пустынная песчаная. И тогда, как заключительное звено, она вошла бы в общий климатический ряд автоморфных голоценовых дерновых с недифференцированным профилем почв на перевеянных мало-влажномкших песках, а именно: 1) дерново-боровые псевдофибровые без подзолистого горизонта – лесные и лесостепные; 2) дерново-степные псевдофибровые; 3) дерново-полупустынные и пустынные песчаные.

После рассмотрения песчаных почв по природным зонам можно сделать следующие выводы:

Песчаные почвы зональны. В таежной зоне на песках под сосновыми борами развит тип подзолистых AL-Fe-гумусовых почв с подтипами собственно подзолистых и дерново-подзолистых почв и тип неоподзоленных почв – бурых лесных.

На перевеянных песках в полуаридных и аридных областях (южная тайга – полупустыня) почвы отнесены к типу дерновых (с профилем А-В-ВС-С, с аккумулятивным распределением ила, гумуса, железа) с выделением подтипов: А. На кварцевых песках: 1) дерново-боровых в южной части лесной зоны под лишайниковыми и зеленомошными сосновыми лесами, в лесостепной и степной зонах под травянистыми сосновыми лесами, 2) дерново-степных псевдофибровых на юге степной зоны России под дерновинной растительностью псаммофитного типцековыльника с разнотравьем, 3) дерново-полупустынных в полупустыне и в северной пустыне Казахстана на кварцевых бескарбонатных песках под дерново-злаковой растительностью житнякового типцековыльника с разнотравьем. Б. На полиминеральных: 1) в лесостепи дерново-боровых глубококарбонатных; 2) в степи – дерново-степных глубококарбонатных и дерново-степных мощных (черноземовидных) карбонатных; 3) в полупустыне – бурых и светло-бурых полупустынных; 4) в северной пустыне – дерново-пустынных мощных карбонатных; в южной пустыне – дерново-полупустынных карбонатных слабодифференцированных (табл. 21).

В подтипах выделяются роды по минералогическому составу, мощности гумусового горизонта, ожелезненности, карбонатности.

Почвы молодые подзегголоценовые, формирующиеся при зарастании золовых песков, следует рассматривать на уровне типа ареносолей с выделением подтипов гумидных и аридных с подразделением по возрасту и мощности гумусового горизонта на: а) инициально-примитивные (А-С); б) слаборазвитые (А-ВС-С), в) маломощные (А-В-ВС-С). Наличие под золовыми наносами погребенных более древних почв (или их остатков) следует рассматривать как реликты бывшего почвообразования (как родовой признак, по таксономии почв [Б.Г.Розанов, 1988]).

Что же касается почв мощных связнопесчаных и супесчаных плейстоцен-голоценовых с дифференцированным профилем на неперевеянных и древнеперевеянных песках, ближе стоящих к почвам зональным, то их можно именовать – бурые лесные ортзандовые в лесостепной и в степной зонах европейской части России под сосново-дубовыми лесами, бурые лесные ортзандовые остепненные на юге европейской части России под гемипсаммофильной степной растительностью; чернозем- и каштановидные степные в лесостепи и в степной зоне под гемипсаммофильной степной дерновинно-злаковой растительностью с разнотравьем, бурые полупустынные с карбонатным горизонтом в полупустыне и в северной пустыне Турана под кальцефильной растительностью (прутняк, полынь белая) с участием дерновинных злаков; бурые, серо-бурые и сероземные пустынные с карбонатным горизонтом в южных пустынях Турана под кальцефильной эфемероидно-полынной растительностью с участием кустарников.

Таблица 21. Распределение альфегумусных дерновых почв, сформированных на песках в различных климатических зонах

Лесная	зона		Лесостепь	Степь	Полупустыня	Пустыня	
	северная	южная				северная	южная
Песчаные почвы на кварцевых песках							
Подзолистые	Подзолистые, дерново-подзолистые	Дерново-боровые псевдофибровые	Дерново-степные псевдофибровые	Дерново-степные, дерново-полупустынные глубококарбонатные	-	-	
Песчаные почвы на полиминеральных песках							
Подзолистые и дерново-подзолистые	Подзолистые и дерново-подзолистые, бурые лесные (буропески)	Дерново-боровые, глубококарбонатные (серонатные (серопески)	Дерново-степные, глубококарбонатные, дерново-степные мощные (черноземовидные)	Дерново-полупустынные мощные карбонатные, бурые полупустынные	Дерново-пустынные мощные карбонатные	Дерново-пустынные слабодифференцированные	
Супесчаные почвы на слоистых отложениях							
Подзолистые, подзолистые, бурые лесные	дерново-бурые лесные	Серые, бурые лесные	Черноземовидные, каштановые	Бурые, светло-бурые	Серо-бурые пустынные		

13.4. Новообразования в песчаных почвах

13.4.1. Железистые новообразования

Псевдофибры (термин Г.Н.Высоцкого) – тонкие (0,1–2 см) железистые оранжево-ржавые горизонтальные прослоечки, располагающиеся через 3–15 см друг от друга и исчезающие при приближении к капиллярной кайме над уровнем грунтовых вод. Псевдофибры встречаются преимущественно в голоценовых почвах – дерново-подзолистых, дерново-боровых, дерново-степных, причем в последних они являются реликтом былой (дерново-боровой) стадии их развития под сосновыми лесами, которые в позднем голоцене здесь исчезли. В почвах с уровне грунтовых вод ближе 2 м вместо псевдофибр образуются лишь распычатые оранжевые пятна.

Ортзанды – более мощные (2–8 см) ржавые (железистые) или бурые (гумусово-железистые) с примесью глинистых частиц горизонтальные более или менее извилистые прослойки, анастомозирующие друг с другом. Они обнаруживаются в голоценовых связнопесчаных почвах, преимущественно на полимиктовых песках, но особенно развиты в древних (с плейстоцена) легкосупесчаных черноземовидных почвах лесостепной и степной зон по неперевеянным (увалисто-грядовым) участкам надпойменных террас рр. Дуная, Буга, Днепра, Днестра, Молочной, Дона, Волги (до впадения в нее р.Еруслан).

В конце Валдайской ледниковой эпохи (24–16 тыс. л.н.) эти почвы подверглись воздействию морозной деформации (перструкции) – растрескиванию, солифлюкции и др. [Добродеев, 1973]. При этом ортзанды осложнились «карманами», «котлами», и приобрели извилистую форму [Корр, 1972]. В Венгрии ортзанды называют «коварвань», а бурые лесные лессированные почвы с ортзандами выделяют в особый тип «коварванных» почв [Штефанович, 1959].

Жерствой Г.Н.Высоцкий [1911] называл обогащенные полуторными окислами (главным образом железом) рыжие прослои мощностью 25–100 см. Жерства часто обнаруживается в степных связнопесчаных и супесчаных почвах на глубине 3–5 м в нижней части песков гор. С на поверхности суглинков (гор. Д) подстилающих песок. Железо и глинистые частицы вымыты в жерству из почвы сверху. В дерново-боровых почвах Кустанайских островных боров прослои жерсты до 0,7–1,2 м мощностью располагаются в капиллярной кайме над зеркалом грунтовых вод, являясь аллохтонным образованием.

Г.В.Высоцкий полагал, что «ожерствление» песков происходит под действием восходящего капиллярного перемещения железистых растворов. Обнажившиеся прослои жерсты на дне котловин выдувания – сильно цементируются при высыхании и препятствуют росту корней растений вглубь. Также действуют железистые коры (50–80 см) орт-

штейна в почвах лесной зоны под вересковыми сосняками IV–V бонитета. Сходны с ними и плиты железистого «рудняка», современной или древней (реликтовой) аккумуляции, образующейся в болотистых почвах, грунтовые воды которых богаты железом (до 15–25 г/л, по Зайдельману, 1974).

Для улучшения роста сосны рудняковые ортштейновые горизонты разрушают безотвальными рыхлителями на тракторной тяге. Мелкие (2–3 см) бобовины ортштейна округлой или ребристой формы, состоящие из гидроокислов железа с примесью марганца, встречаются в заболоченных песчаных почвах не только в таежной, но и в степной зоне – в местах выклинивания грунтовых вод под березовыми и черноольховыми колками. Иногда по бывшим ходам корней здесь образуются железистые трубки.

Происхождение псевдофибр и ортзандов в легких почвах степной зоны объясняется по-разному. В.Н.Сукачев [1903] связывает их с былым пребыванием на этих почвах лесной растительности. Д.Г.Тихоненко [1969] указывает, что псевдофибры и ортзанды формируются над капиллярной каймой и по мере понижения уровня грунтовых вод в голоцене под имеющимися уже псевдофибрами могут возникнуть все новые и новые. При этом толща песков в несколько метров приобретает полосатый зебровый вид от рыжих железистых псевдофибр и ортзандов на светлом фоне. Следовательно, псевдофибры и ортзанды в степных легких почвах с глубоким уровнем грунтовых вод являются реликтовыми образованиями, связанными с былым оглеением песков.

От этих глеевых железистых образований в песках гор. С следует отличать почвенные псевдофибры и ортзанды, формирующиеся в гумусовых горизонтах бурых и серых лесных супесчаных почв на песках. Они возникают в результате миграции с талыми водами весной растворов полуторных окислов и гумуса. Одновременно мигрируют и осаждаются в ортзандах ориентированные глинистые частицы (лессиваж). Процесс этот также связан с оглеением, но кратковременным, в результате застоя весной воды над плотным гор. В2.

На огромную роль в почвообразовании глеевого процесса и смены кратких восстановительных процессов (весной) более длительными окислительными процессами (летом) указывают М.М.Филатов, А.Н.Сokolовский, J.Siuta [1961, 1965] и др. Полевыми наблюдениями и модельными их опытами было показано, что псевдофибры не являются элементами иллювиальных горизонтов (B1, B2, BC) подзолистых почв. Они могут возникать и в неподзолистых почвах на контакте восстановительной и окислительной систем с переводом здесь бактериями подвижного закисного двухвалентного железа в железо окисное трехвалентное и выпадением его из раствора в виде гидроокиси с последующей дегидратацией и цементацией.

Обязательным условием является наличие хотя бы небольшого количества органического вещества, как энергетического материала для

жизнедеятельности бактерий. Ф.Р.Зайдельман [1974] также считает ортзандовые горизонты, возникающие над глеевыми горизонтами, гидрогенным образованием за счет аллохтонного железа, привнесенного грунтовыми водами: автохтонного железа, вымытого из почв на кварцевых песках, явно недостаточно для развития мощных железистых прослоев.

С.С.Соболев [1939] указывает на возможность развития ортзандов в солонцах и солодах. Эти железистые прослойки иногда прорезают древние кротовины или опоясывают их, если солонцовый процесс начался после образования ортзандов. Образование рыжих псевдофибр он так же связывает с оглеением – современным или реликтовым.

П.Штефанович [1959, 1966], изучавший псевдофибровые и ортзандовые прослойки – коварвани – в почвах на полимиктовых карбонатных песках Венгрии, указывает, что они образуются: 1) только в почвах, содержащих не более 5% глинистых и 10% пылеватых частиц; 2) только в почвах, выщелоченных от карбонатов на глубину не менее 1 м; 3) только при периодической смене анаэробных условий восстановительных окислительными.

П.Штефанович различает четыре типа коварваней: 1) нормальные – в однородных песках. Чем пески грубозернистее и минералогически беднее, тем тоньше коварвани (0,2–1 см) и больше расстояние между ними (от 2 до 20 см). В песках же мелкозернистых полимиктовых, содержащих много полуторных окислов, коварвани толще (до 10–20 см) и ближе друг к другу. Располагаются коварвани параллельно поверхности почвы, копируя рельеф, 2) предопределенные – в песках с наличием суглинистых прослоев, древних котлов солифлюкции, а также на границе песков бескарбонатных с карбонатами – расположение коварваней предопределено поверхностью этих образований. 3) вторичные – возникают в песках с примесью илистых частиц в результате лессиважа – тонкие (1–3 мм) и короткие (10–30 см) коварвани. Глинистопесчаные почвы с такими прослоечками в Венгрии называются «вторичными коварванными буроземами». 4) аддитивные (придаточные) – на двучленных наносах – верхнем суглинстом и нижнем песчаном. Если почвообразование затрагивает и нижний слой, аккумулятивный горизонт возникает над слоем коварваней. Формирующиеся при этом почвы называют коварванными буроземами или «коварванными парабуроземами.»

Влияние железистых новообразований на рост леса. Псевдофибры и ортзанды задерживают просачивающуюся влагу осадков, повышая влагоемкость почв весной в 1,5–2 раза. Так как в них накапливаются не только полуторные окислы и глина, но и питательные вещества P_2O_5 , K_2O , а также микроэлементы, то с развитием псевдофибр и ортзандов повышается плодородие почв. Положительное действие ортзандов особенно проявляется в лесной и лесостепной зонах. В Прибалтике на почвах с ортзандами на дюнных песках бонитет сосновых насаждений повышается до III–II класса, а в междюнных понижениях – до I класса.

Здесь к сосне примешивается береза, рябина и даже ель [Буш, 1957, Дауетас, 1967]. То же отмечено и в казанских сосновых борах на песках, и в Хреновском, и Бузулукском борах в лесостепной зоне.

Однако чересчур мощное развитие плотных железистых образований, а также слишком близкое (с 0,3–0,5 м) их залегание к поверхности почв сказывается отрицательно на росте леса даже в лесной зоне: корни не могут проникнуть в сцементированные слои, водные и физические свойства ухудшаются, а мощность корнеобитаемой зоны резко уменьшается и бонитет насаждений, например в борах – верещатниках – снижается до IV–V. Чтобы улучшить почвенные условия для роста сосны приходится взламывать орштейновые слои, проводя глубокое безотвальное рыхление.

Так же и в степной зоне близкое залегание к поверхности сильно уплотняющегося в сухом состоянии железистого гор.В2 и ортзандов (на эродированных ветром супесчаных почвах) чрезвычайно ухудшает рост лесных культур. Даже малотребовательная сосна на вершинах древних прирусловых грив массово гибнет в засушливые годы и лишь в почвах межгрядных понижений с более глубоким залеганием гор.В2 и ортзандов, культуры сосны и белой акации растут лучше, получая здесь дополнительное увлажнение за счет поверхностного стока. Вершины высоких грив с ортзандовыми почвами, слутыми до гор.В2, предпочтительно использовать не под лесные насаждения, а под посевы многолетних кормовых трав или перед посадкой сосновых культур взламывать глубокорыхлителем гор.В2 и мощные ортзанды.

13.4.2. Карбонатные и гипсовые новообразования

Карбонатные (известковые) образования обнаруживаются в виде трубочек на корнях сосны и даже в лесной зоне, если сосна достигает корнями богатых кальцием грунтовых вод. Такие трубочки в Польше некоторые исследователи считают реликтом атлантического периода голоцена [Kobendzina, 1964]. В лесостепной зоне скопления извести на живых корнях сосны известны в Бузулукском бору, где в песках с глубины 1–4 м они еще не выщелочены от карбонатов.

В песчаных почвах пустынь Казахстана карбонатные ризоконкреции – аккырши (белые свечи) – весьма обычны. Они образуются на корнях джузгунов, саксаулов, туранги. В котловинах выдувания аккырши скапливаются целыми россыпями. Радиоуглеродным методом установлен возраст этих аккыршей – 4–6 тыс. лет.

В Туркменских Каракумах аккырши обнаруживаются на сгнивших корнях черного саксаула лишь в почвах более зрелых, например, в местах ветровой тени, где процессы дефляции и переноса песка ослаблены.

В Кызылкумах на участках древних почв, переживших в плейстоцене фазу тугайной (пойменной) жизни, встречаются мощные (диаметром

5–8 см) корневидные конкреции, мучнисто-гипсовые внутри, с карбонатной оболочкой снаружи.

Своеобразные формы песчано-гипсовых конкреций в виде сросшихся кристаллов встречаются в серых слюдистых песках капиллярной зоны над уровнем грунтовых вод на глубине 2–4 м в Каракумах. В.В.Докучаев [1881] описал такие гипсовые конкреции под наименованием репетекские глины.

Умеренная карбонатность (CO_2 1–2%) песчаных почв весьма желательна и полезна, особенно в лесной и лесостепной зонах: под влиянием извести оживляются процессы нитрификации и накопления нитратов, увеличивается количество доступной растениям воды, известь делает песчаную почву как бы более глинистой и влагоемкой. Улучшаются и условия для жизнедеятельности почвенной фауны, полезной в жизни биоценоза.

Кальций способствует так же образованию ценных форм гумуса, он сдерживает выветривание первичных минералов, так как силикаты не разрушаются до тех пор, пока не вымыт имеющийся свободный кальций. Из карбонатных песчаных почв минеральные удобрения почти не вымываются [Egerszegi, 1958].

В Голландии в дюнных песках снимают верхний, выщелоченный от карбонатов слой, чтобы обнажить в траншеях капиллярную кайму с карбонатным песком для выращивания тюльпанов. В Бузулукском бору на карбонатных песках, произрастают самые производительные насаждения сосны: средний бонитет насаждений близок к I классу. Наличие карбонатов в легких почвах увеличивает сахаристость и аромат винограда.

В пастбищном травостое на карбонатных песках в степи и полупустыне произрастают наиболее ценные в кормовом отношении растения – люцерны, астрагалы, эспарцет, донники, прутняк, ароматичные полыни и другие, которые почти не встречаются на бескарбонатных песках и легких почвах.

В пустыне почти все растения приспособлены к нейтральной или слабощелочной реакции, поскольку пески в пустыне почти всегда карбонатны и относительно плодородны. Карбонатные полиминеральные пески Амударьи используются даже для удобрения орошаемых плантаций дынь на луговых сероземах.

Но если содержание карбонатов чрезмерно велико (в луговом мергеле, сплошной белоглазке), то виноград, плодовые и другие древесные породы заболевают известковым хлорозом. Особенно вреден подвижный кальций, растворимый в 0,2 н растворе щавелевокислого аммония. В мергелистом горизонте влажно-луговых почв весной и летом после сильных дождей образуется сода (Na_2CO_3), переносить которую могут лишь немногие растения – чингил, груша.

Глава 14. Дефлированность легких почв и территорий

Песчаные (и супесчаные) почвы чрезвычайно легко подвергаются дефляции. С древними климатогенными и антропогенными фазами дефляции связана разновозрастность легких почв. Однако, неоднородность почвенного покрова на песках усугубляется их современной дефлированностью. На больших площадях песчаные земли подвергаются дефляции в результате чрезмерного скотосбоя, сплошной распашки, передвижения тяжелой сельскохозяйственной техники и автотранспорта. Местами, в результате дефляции легкие почвы превращаются в подвижные пески.

На начальных стадиях развеивания легких почв происходит их опесчанивание в поверхностном слое в результате выноса глинистых частиц. При сильной опесчаненности (потеря физической глины более 30% от содержания в недефлированных почвах) почвы становятся более легкими по гранулометрическому составу: супесчаные – связнопесчаными, связнопесчаные – песчаными (табл. 22).

Таблица 22. Опесчанность легких степных почв в поверхностном слое при развеивании

Степень	Потеря физической глины в % от ее содержания в целинных почвах	
	Песчаных	Супесчаных
Слабая	< 10	< 25
Сильная	10–30	25–50

14.1. Классификация легких почв по степени дефлированности

Степень дефлированности почв устанавливается по частичной или полной сдутости генетических горизонтов. Предлагаются пять градаций по степени сдутости. В дефлированных почвах при уменьшении мощности гумусового горизонта потери гумуса достигают 15-20% при слабой степени дефлированности, до 25% и более при средней и сильной степени дефлированности. В зависимости от мощности почв абсолют-

Таблица 23. Дефлированность легких степных почв

Степень	Сдучо от мощности генетических горизонтов
Слабая	до 1/2 горизонта А
Средняя	до горизонта В1
Сильная	до 1/2 горизонта В1
Очень сильная	до горизонта В2 (ВС)
Чрезвычайно сильная	до горизонта С

ная мощность сдучого слоя при одной и той же степени дефлированности разная (табл. 23).

14.2. Классификация по глубине погребенности золовыми наносами

Одновременно с выносом почвенных частиц происходит их переотложение. Поэтому дефлированные почвы обычно оказываются и погребенными наносами разной мощности. В данной классификации выделяются шесть градаций по мощности золowego наноса. Почвы незначительно, мелко и среднепогребенные (мощность золowego наноса до 25 см) еще пахотно пригодны; глубокопогребенные же почвы (нанос более 25 см) непригодны под однолетние культуры, а могут быть лишь частично использованы под многолетние культуры – плодовые и лесные (табл. 24).

При хозяйственной оценке дефлированных ветром почв имеет значение степень гумусности золowego наноса и характер его распределения на поверхности пашни. При развевании гумусовых горизонтов почв образуются золевые наносы, более или менее гумусированные. При развевании же более глубоких безгумусовых горизонтов (ВС и С) наносы безгумусны. При большой мощности безгумусных песчаных наносов ухудшаются условия роста даже древесных пород, особенно при бугристом золевом рельефе.

При небольшой мощности золowego наноса он распределяется на поверхности дефлируемых почв более или менее равномерно или образует холмики-косы и кочки у кустов растений. При большей мощности наносов формируется кочковатый и кочковато-мелкобугристый микрорельеф, который при увеличении мощности наносов со временем может превратиться в мелко- среднебугристый.

Нетрудно определить степень дефлированности супесчаных степных почв с хорошо дифференцированным на горизонты профилем, нетрудно определить и глубину погребенности таких почв золевым наносом, который обычно более опесчанен и обеднен гумусом (более светлый), чем нижележащие темно-коричневые гумусовые горизонты А и В1 или красно-бурый плотный иллювиальный гор.В2 (рис. 24).

Таблица 24. Погребенность легких степных почв

Степень	По мощности, см	По характеру поверхности наноса	По слоистости и гумусности наноса	По возрасту наноса ¹⁾	По наличию или отсутствию сформированных на золовых наносах почв
Незначительная	< 5	равномерный или кочковатый	однородный или слоистый, гумусированный в разной степени	эпохи ранних кочевников	маломощные почвы (гор. А 25-20 см)
Мелкая	5-10			эпохи поздних кочевников	маломощные почвы (гор. А 20-18 см)
Средняя	10-25			современной эпохи	примитивные почвы (гор. А 10-3 см)
Глубокая	20-50	кочковато-мелкобугристый среднебугристый	однородный или слоистый, обычно безгумусный		инициальные почвы (гор. А 3-1 см)
Очень глубокая	50-100				развешаемые пески
Чрезвычайно глубокая	> 100				

¹⁾ - Главным образом для песчаных почв

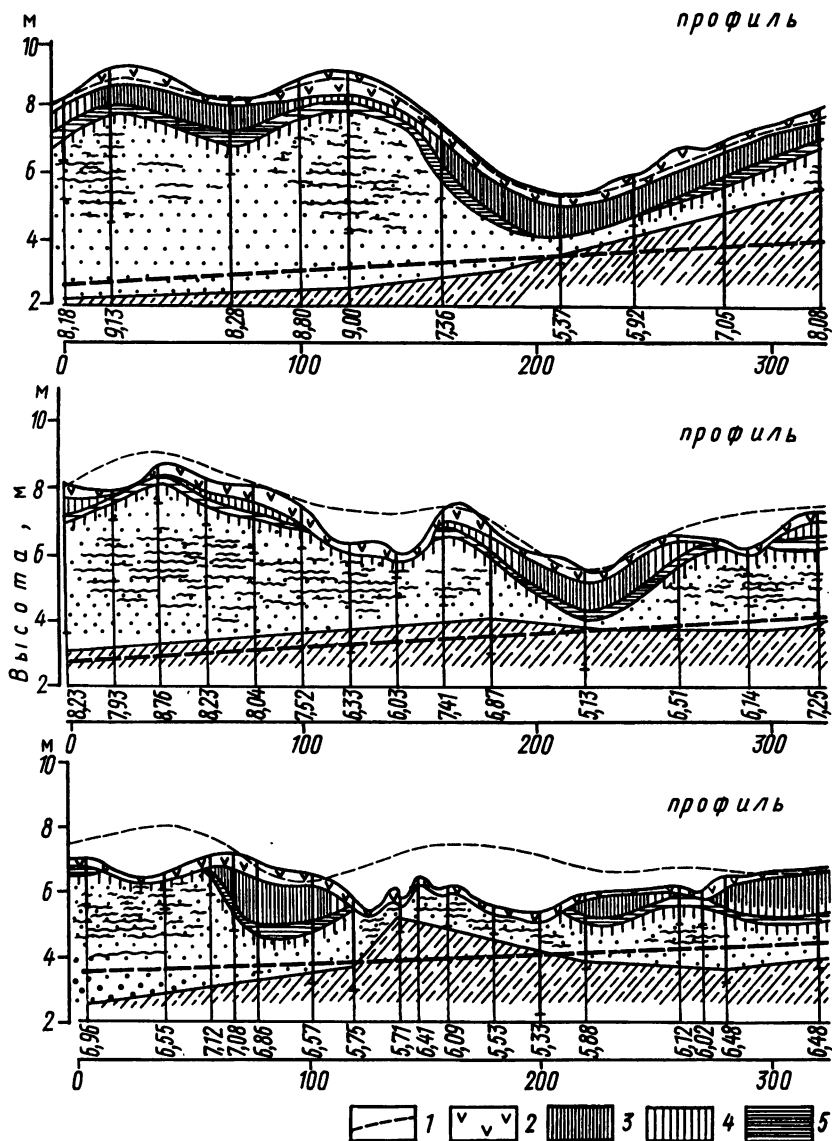
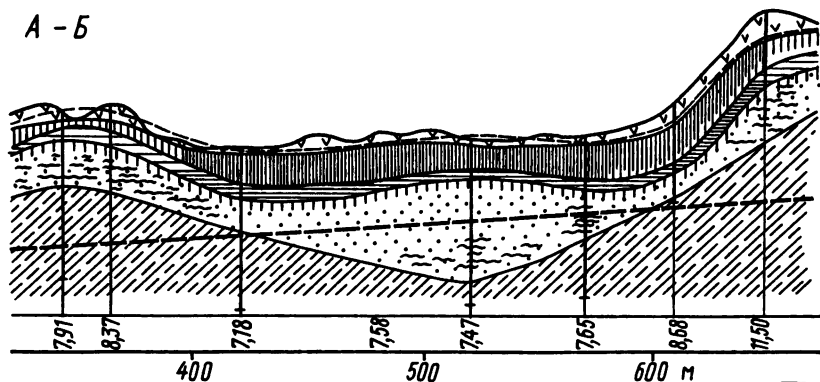


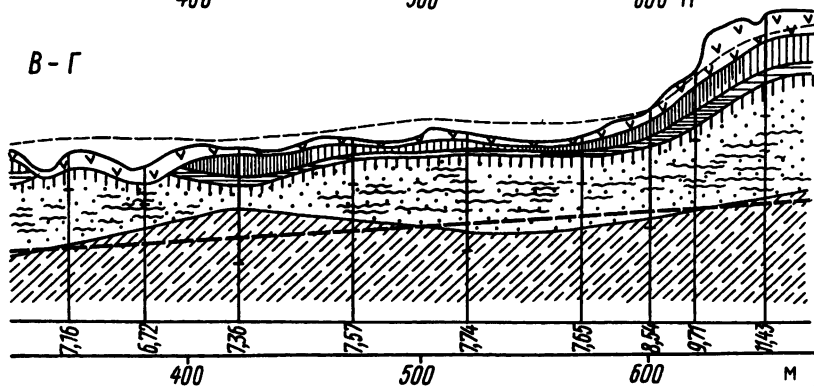
Рис. 24. Профиль нивелировки через участок с сильнодефлированными черноземовидными супесчаными почвами на песках надпойменных террас р. Медведицы в Волгоградской области:

1 – поверхность почвы до разведения, 2 – золотой нанос песка, 3 – гумусовый

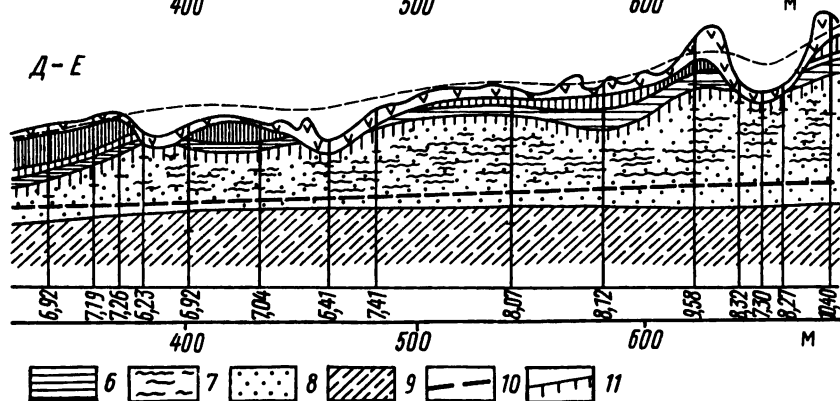
A - Б



В - Г



Д - Е



гор. А+В1 среднесупесчаной почвы, 4 – то же легкосупесчаной почвы, 5 – иллювиальный гор. В2 среднесупесчаной почвы, 6 – иллювиальный гор. В2 легкосупесчаной почвы, 7 – псевдофибры, 8 – среднелкозернистый гор. С, 9 – суглинок (Д), 10 – верхний уровень грунтовых вод, 11 – скважины и разрезы.

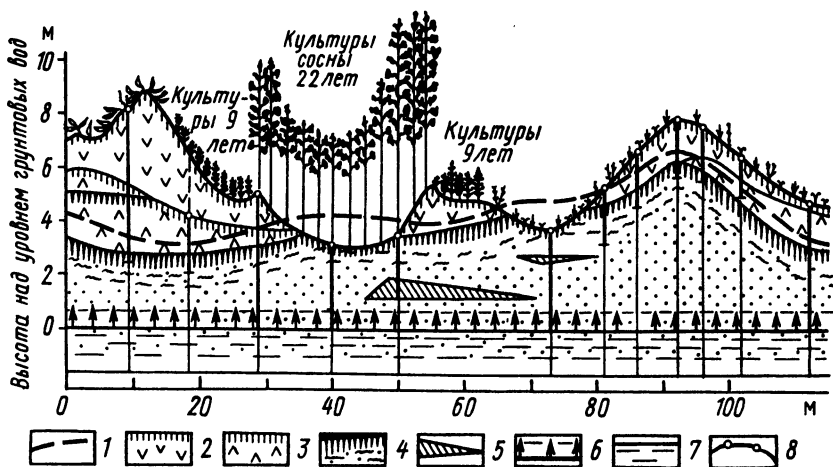


Рис. 25. Профиль нивелировки через участок дерново-степных связно-песчаных почв, развееванных и погребенных золовыми наносами в разные фазы дефляции:

1 – бывшая поверхность мощных почв до развеивания, 2 – современный золовый нанос (100–150 лет) с формирующимися на нем примитивными почвами, 3 – золовый нанос эпохи кочевников (500–1500) с маломощными почвами, 4 – мощные дерново-степные связно-песчаные голоценовые почвы с псевдофибрами, дефлированные, 5 – суглинистые прослои, 6 – капиллярная кайма, 7 – грунтовые воды, 8 – разрезы и скважины.

Степень дефлированности почв с менее дифференцированным на горизонты профилем, например, дерново-степных связно-песчаных, определить труднее, а золовые наносы менее отчетливо отличаются от нижележащих погребенных горизонтов почвы. Особенно трудно определить степень дефлированности дерново-степных почв, неоднократно подверженных развеиванию в разные эпохи дефляции. Для таких территорий характерна высокая комплексность почвенного покрова по возрасту, степени дефлированности в разные фазы дефляции, мощности золовых наносов. Плодородие всех их качественно различно, а классификация их возможна только при детальном картировании с использованием ключевых участков (рис. 25).

14.3. Оценка дефлированных территорий

Для легких степных почв предлагается следующая классификация дефлированных территорий (табл. 25). Выделяются пять градаций дефлированности территорий по соотношению на них участков разной степени дефлированности.

Таблица 25. Классификация дефлированных территорий с легкими степными почвами, сформированными на песках

Группа дефлированности	Соотношение участков недефлированных и в разной степени дефлированных, %						Преобладающая мощность эолового наноса, см	Эоловый микрорельеф, см	Изменение мезорельефа
	Недефлированные	Слабо	Средне	Сильно	Очень сильно	Чрезвычайно сильно			
Слабая	25-50	50-75	-	-	-	-	5-10	рябь	нет
Средняя	-	25-40	50-75	0-10	-	-	10-25	рябь+выдувы +бугры, >15	нет
Сильная	-	10-20	10-20	50-75	0-10	-	25-50	рябь+выдувы +бугры, >50	кочковатый
Очень сильная	-	5-10	5-10	10-20	50-75	5-10	50-100	рябь+выдувы +бугры, >100	мелкобугристый
Чрезвычайно сильная	-	-	5-10	10-20	10-20	50-75	100-200	рябь+выдувы +бугры, >100	средне- и высокобугристый

Обычно мощность эолового наноса на дефлируемых землях коррелирует с мощностью выдутого почвенного слоя. Чем сильнее степень дефлированности почв, тем больше мощность наносов. В классификации дается преобладающая мощность эоловых наносов.

На дефлированных территориях, не закрепленных растительностью, формируется типичный микрорельеф: сначала эоловая рябь и холмики-косы, по мере усиления степени дефлированности появляются котловины выдувания и эоловые бугры, размеры которых постепенно растут. С появлением глубоких выдувов и бугров изменяется и мезорельеф – спокойные пологие формы приобретают рваный бугристо-котловинный характер.

Группы дефлированных территорий могут быть охарактеризованы следующим образом.

Слабодефлированные земли. Преобладают участки (до 75%) с почвами слабо затронутыми дефляцией. Мощность эоловых наносов не превышает 5–10 см. Первичный мезорельеф не изменен, лишь на поверхности может формироваться эоловая рябь. Такие территории довольно быстро зарастают сорно-степной растительностью.

Среднедефлированные земли. Преобладают (до 75%) участки со среднеразвезанными почвами. Неразвезанных почв, даже в погребенном состоянии, почти не сохранилось. Мощность эоловых наносов возрастает до 25 см, формируется кочковатый микрорельеф при сохранении еще форм первичного мезорельефа. Зарастание таких участков сорно-степной растительностью также происходит довольно быстро. Слабо- и среднедефлированные супесчаные почвы пригодны для использования под полевые культуры и плодовые насаждения. Распашка и посев сельскохозяйственных культур возможны только при применении почвозащитной системы земледелия. Безотвальная обработка почвы. Полосное чередование зерновых культур с многолетними травами, удельный вес последних в почвозащитном севообороте до 40–50%.

Для защиты почв от дальнейшей дефляции необходимо создание поlezащитных лесных полос с размещением их сетью 1 x 0,5 км на слабодефлированных землях и 0,5 x 0,25 км на среднедефлированных землях.

Сильнодефлированные земли. Преобладают (до 75%) участки с почвами, развеянными на глубину 50–70 см. Мощность эоловых наносов до 50 см. Изменяется мезорельеф – он становится мелкобугристым. Наносы песка, содержащие остаточный гумус, зарастают через 3–5 лет, а котловины выдувания долго остаются голыми, даже при прекращении выпаса.

Распашка возможна полосами лишь 25–30 м шириной, главным образом для посева многолетних трав с использованием их на сено (4–5 лет), а затем под нормированный выпас.

Целесообразно создание сети широких (главным образом сосновых) лесных полос 1 x 0,5 км.

Очень сильнодефлированные земли с легкими почвами превращены в среднебугристые пески с глубокими выдувами и мощными наносами песка. Амплитуда высот мезорельефа возрастает до 2–3 м. Под наносами песка сохранились еще полуразрушенные почвы. Заращение псаммофитами песчаных бугров и особенно котловин выдувания медленное.

Возможна распашка полосами не более 10–20 м ширины для посева многолетних трав или посадки леса.

Чрезвычайно сильнодефлированные территории: почвы превращены в средне- и высокобугристые пески с амплитудой высот до 3–5 м и более. Остатки разрушенных почв глубоко погребены под бугристыми наносами песка. Территорию можно использовать только под массивные кулисные или куртинно-колковые посадки леса.

Неоднородность почвенного покрова на территориях с песчаными почвами, дефлированными неоднократно в разные фазы дефляции, значительно сложнее, чем с почвами, дефлированными только в современную фазу дефляции. При картировании таких территорий практически можно выделить только комплексы почв разной степени дефлированности и разного возраста. Соотношение (примерное) участков с таким комплексом приводится в табл. 26.

Средне- и высокобугристые пески характеризуются сильной степенью дефлированности коренных дерново-степных мощных связнопесчаных почв, погребенных золовыми наносами разного возраста со сформированными маломощными или примитивными почвами. Здесь обычно можно встретить двух-, трехъярусные почвы.

Полого-мелкобугристые пески еще могут быть частично использованы под массивные, полосные и колковые лесные насаждения, а высокобугристые пески механизированно облесить уже невозможно.

Таким образом, при разрушении почв ветром изменяется природная структура почвенного покрова. Даже на территориях с достаточно однородным почвенным покровом возникают в результате дефляции сложные комбинации почв разной степени развешанности и погребенности золовыми наносами той или иной мощности. Рядом со слаборазвешанными встречаются средне- и сильноразвешанные непогребенные или погребенные почвы, относящиеся к разным агропроизводственным и мелiorативным группам.

Чем сильнее дефлирована территория, тем выше следующие показатели: 1) степень дифференциации почвенного покрова (по числу контуров на единицу профиля); 2) сложность почвенного покрова или степень его дробности (по соотношению почв разной степени дефлированности и глубины погребенности); 3) степень контрастности данной территории по хозяйственному использованию, 4) глубина вертикального ее расчленения.

При анализе методов использования дефлированных территорий с легкими почвами степной зоны нетрудно заметить, что на всех террито-

Таблица 26. Классификация дефлированных территорий с легкими почвами, развезянными в разные фазы дефляции

Группа дефлированности	Соотношение площадей участков почв разного возраста и разной степени дефлированности, %						Преобладающая мощность золотого наноса, см	Формы золотого рельефа
	Дерново-степные мощные связнопесчаные		Дерново-степные песчаные		Золотые пески			
	Слабо и средне-дефлированные	Сильно дефлированные	Мало-мощные	Примитивные и инициальные				
Слабая	50-70	10-20	10-20	10	-	<50	пологомелко-бугристый	
Средняя	20-50	10-30	10-30	10-20	5	50-100	мелко-бугристый	
Сильная	10-20	30-60	20-40	10-30	10	100-200	средне-бугристый	
Очень сильная	-	40-80	20-40	30-60	20	>200	высоко-бугристый	

риях необходимо создание системы полезащитных лесных полос или их массивное облесение. Однако лесорастительные условия в свою очередь в значительной мере определяются степенью дефлированности почв.

14.4. Оценка лесорастительных условий дефлированных песчаных территорий в степной зоне

Лесорастительные условия на легких почвах степной зоны складываются из сочетания многих факторов: особенностей климатических условий (частые засухи, высокие температуры воздуха и почвы, высокая испаряемость, низкая относительная влажность воздуха, глубокое иссушение почв), особенностей почв (связность, глубина и степень гумусированности), наличия в песках суглинистых прослоев – водоупоров, глубины залегания пресных грунтовых вод и их подвижности, рельефа песчаных территорий.

В числе главных факторов, влияющих на лесорастительные условия, следует считать также степень дефлированности почв, которая сказывается на обеднении почв гумусом (рис. 26), глиной, зольными элементами, на снижении их общей влагоемкости и уменьшении мощности корнеобитаемого слоя (табл. 27) и на прогрессирующем ухудшении лесорастительных условий, и мощность эоловых наносов. Эоловые наносы, содержащие остаточный гумус, в известной мере могут компенсировать отрицательные свойства неполнопрофильных дефлированных почв и увеличить мощность корнеобитаемой толщи.

На рис. 27 приводится графическая схема изменения лесорастительных условий на песчаных и супесчаных почвах степной зоны в зависимости от степени их дефлированности, мощности эоловых наносов, глубины грунтовых вод и подстилающего суглинка. Четыре степени оценки лесорастительных условий соответствуют пяти классам бонитетов в лесоводстве: очень хорошие – I, хорошие – II, удовлетворительные – III(IV), неудовлетворительные – V.

На оси ординат отложена мощность почв по генетическим горизонтам и показано пять степеней дефлированности почв – от слабой до чрезвычайно сильной. На оси абсцисс отложена мощность эоловых наносов.

Для глубоководных позиций выделяются только три типа лесорастительных условий: хорошие, удовлетворительные и неудовлетворительные. Очень хорошие лесорастительные условия в сухой степи не создаются и на черноземовидных супесчаных почвах, так как если они даже не дефлированы, то лесорастительные условия не поднимаются выше хороших. Однако хорошие условия могут быть и на дефлированных супесчаных почвах, если они прикрыты наносом песка оптимальной мощности. Лишь при уничтожении гумусовых горизонтов почв до

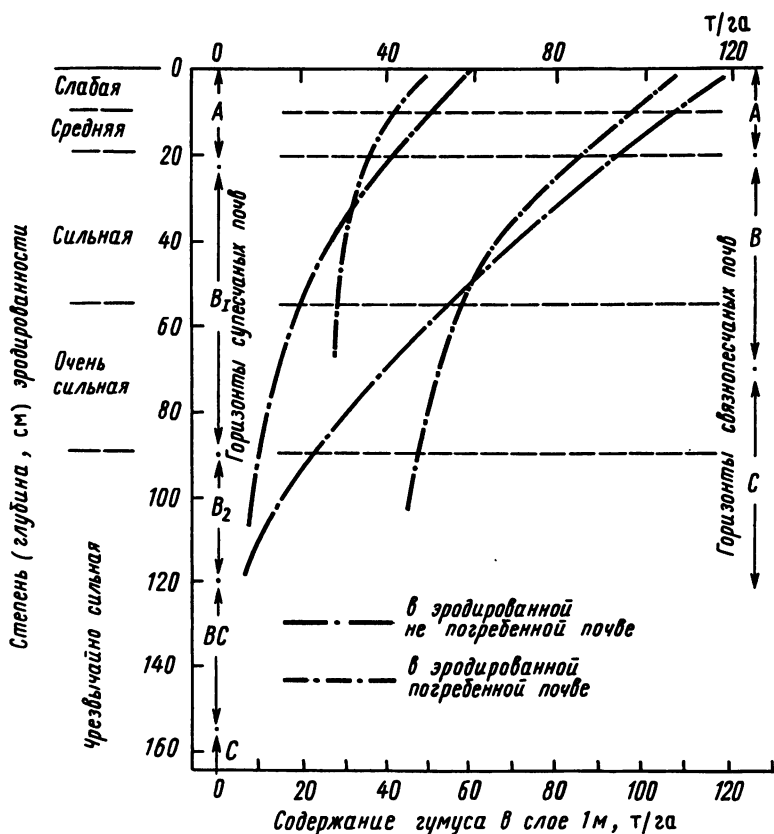


Рис. 26. Содержание гумуса в связнопесчаных и супесчаных степных почвах в зависимости от степени дефлированности.

гор. ВС и С даже наносы, содержащие остаточный гумус, уже не могут компенсировать потери элементов питания, и лесорастительные условия складываются только как удовлетворительные, а без наноса (на обнаженных песках гор. С) даже как неудовлетворительные.

На легкосупесчаных почвах из-за их меньшей мощности, меньшего содержания в них физической глины, минеральных питательных веществ и гумуса удовлетворительные и неудовлетворительные лесорастительные условия складываются при меньшей степени дефлированности по сравнению с черноземовидными тяжело- и среднесупесчаными почвами.

На связнопесчаных неразвешанных почвах с глубоким уровнем грунтовых вод лесорастительные условия не поднимаются выше удовлетворительных (III бонитет), а на развешанных и мелкопогребенных создаются неудовлетворительные лесорастительные условия.

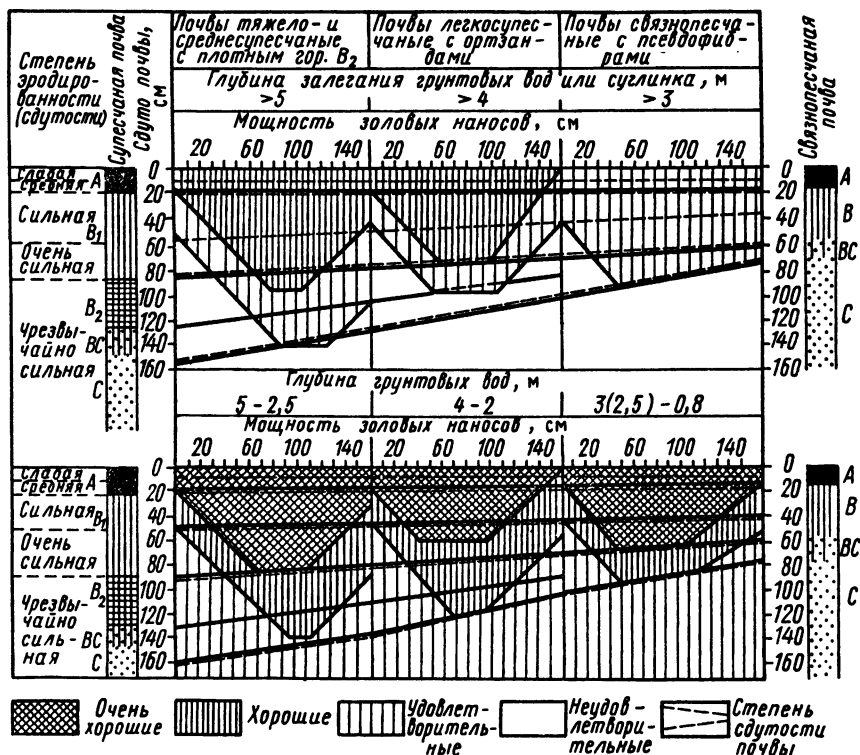


Рис. 27. Схема изменения лесорастительных условий на связнопесчаных и супесчаных почвах степной зоны в зависимости от степени их дефлированной, мощности золовых наносов и глубины грунтовых вод.

На участках с близким залеганием грунтовых вод выделены четыре типа лесорастительных условий: очень хорошие, хорошие, удовлетворительные и неудовлетворительные. Последние формируются на участках с почвами сильноразвеванными или же погребенными настолько мощными (более 3 м) золовыми наносами, что корни уже не могут достичь грунтовых вод.

При доступной глубине грунтовых вод очень хорошие лесорастительные условия (I бонитет) складываются как на супесчаных, так даже и на связнопесчаных полнопрофильных почвах, а если почвы разрушены, то только при наличии песчаного наноса не менее 40 см мощности. Хорошие лесорастительные условия могут быть и на сильдефлированных почвах, но лишь при мощности золового наноса 50–100 см, а удовлетворительные – при 25–50 см.

На рис. 25 хорошо видно влияние почвенного покрова и степени его дефлированности на лесорастительные условия. На безгумусном песке гор. С, обнаженном в котловинах выдувания, 22-летняя сосна обыкновенная растет по V бонитету, если корни не достигают грунтовых вод, хотя уровень их располагается на глубине 3 м. На бортах котловины, где под слоем современного эолового наноса имеются остатки дерново-степной почвы, а в песке гор. С – линзы суглинка и уровень грунтовых вод залегает на глубине 4–5 м, рост сосны хороший – II бонитет. Еще выше, по склонам бугров, сложенных двумя ярусами эоловых наносов с примитивной и маломощной почвами, 9-летние культуры сосны растут удовлетворительно – по III бонитету, но близость северной опушки 22-летнего насаждения оказывает корневое угнетение на рост 9-летних сосенок.

Глава 15. Коренные и производные типы песчаных территорий (ландшафтов)

В пределах каждого песчаного массива комплекс природных условий чрезвычайно разнообразен по макро- и мезорельефу, гидрологическим и почвенным условиям, растительности. Детальные исследования позволяют выделить на песчаных массивах “типы территорий” или ландшафтов характеризующихся однотипными природными условиями и равноценные с точки зрения хозяйственного освоения. Коренные типы песков выделяются с недефлированными почвами, производные – с дефлированными и погребенными почвами в разные фазы дефляции, с измененным рельефом.

Приведем несколько примеров коренных и производных типов песчаных территорий в аридных районах.

15.1. Песчаные гряды Онон-Керуленской степи

Междуречье этих рек (родины Чингиз хана) называют “жемчужиной Забайкалья” [Фриш, 1966]. Солнечных дней здесь больше, чем в Ялте и Кисловодске. Степи чередуются с парковыми остепненными сосновыми лесами. Снег зимой прикрывает пастбищную растительность слоем не более 5–10 см. Скальные породы на высокой террасе Онона прикрыты галечниками и маломощным плащом песков.

Е.И.Селиванов [1967] относит Ононские, Усть-Кяхтинские и другие пески Забайкалья к отложениям гигантских озер неоген-четвертичного времени, возникших от подпруживания рек вулканическими лавами. В.Н.Олюнин [1973] считает галечники и пески пролювиальными отложениями.

На песках под сосновыми лесами сформированы дерново-боровые, а под степной растительностью – дерново-степные связнопесчаные и супесчаные почвы.

В Ононской степи привлекают к себе внимание задернелые песчаные гряды, раскинутые через 0,5–3 км друг от друга. Длина гряд 300–1000 м, ширина 100–300 м, высота 3–6 м. Некоторые из них попарно сливаются, но все они ориентированы длинной осью с СЗ на ЮЗ. Подобные же “холмы гумусированных песков загадочного происхождения, возник-

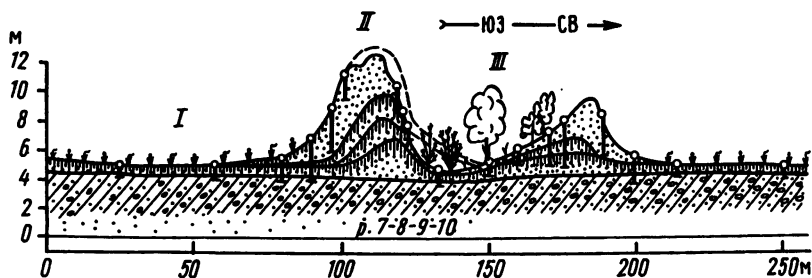


Рис. 28. Поперечный разрез через песчаные гряды и котловины между ними в Кункурской степи на высокой террасе р. Онон:

I. Широковолнистая равнина. Вторичная песчаная степь на дерново-степных маломощных почвах, возникших на развееванных (до галечников) дерново-боровых почвах,

II. Песчаные гряды с 3–2 ярусами мощных и среднемощных дерново-степных почв и с маломощной почвой на поверхности гряд,

III. Межгрядовая котловина с развеваемыми песками, на которых вследствие накопления влаги песчаными грядами, расселились деревья: ильм забайкальский, береза, осина и др. Вертикальные линии – разрезы и скважины, пунктир – бывшая поверхность наноса.

шие после того, как на степной равнине была уже сформирована почва” описаны Т.П.Гордеевым [1935] в северо-восточном Китае и в восточной части Внутренней Монголии. Южнее оз. Далай-Нор в бортах котловин выдувания В.А.Анучин обнаружил погребенные гумусовые горизонты с орудиями Каменного века [Тимофеев, 1970]. Некоторые из гряд Ононской степи прорезаны современными продольными котловинами выдувания. На их стенках обнаруживаются три яруса погребенных почв (рис. 28), формирующихся по дерново-степному типу (А – 10–20 см, ВС – 10–30 см), и верхний современный ярус песка, вынесенного ветром из котловин. Такие погребенные маломощные почвы Д.А.Тимофеев [1970] считает плейстоценовыми, но правильнее время их образования отнести к позднему голоцену. Согласно П.Б. Випперу с соавторами [1981], фаза дефляции с сухим и холодным климатом и с интенсивным перемещением песков протекала в соседней Монголии около 2500 л.н., а по данным Л.Г.Динесмана [1982], около 2300–1700, 1300–1000 и 700–300 л.н.

Гряды сложены мелкозернистым песком (глинистых частиц не более 3%) со следами остаточного гумуса (менее 1%). Сумма поглощенных оснований не превышает 4–5 мг-экв на 100 г. Но в погребенных маломощных почвах эти показатели возрастают вдвое, а в исходной дерново-боровой почве – в 3–4 раза. Реакция нейтральная pH–6–6,7 (табл. 28). В растительном покрове вторичной песчаной степи преобладают дерновинные злаки – змеевка, житняк, келерия, а также мятлик кистевидный,

Таблица 28. Гранулометрический состав и химические свойства почв на песках в долинах рек Онон, Селенга, Енисей (в Туве), Сава

Эоловые наносы и почвы	Горизонты, глубина взятия образца, см	Содержание частиц, %; диаметр частиц, мм										Химические свойства			
		Потеря от HCl, %		1,0- 0,5	0,5- 0,25	0,25- 0,1	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001	< 0,001	<	Гу- мус, %	рН водн.	Поглощенные основания, мг-экв на 100 г.	
		Ca ²⁺	Mg ²⁺												
Онон. Разр. 7. Песчаная гряда с четырьмя ярусами золовых наносов и гумусовых горизонтов															
Эол. IV (0-220)	A 0-10	0,2	нет	6,1	74,9	15,9	0,9	0,7	0,9	0,4	2,0	6,7	-	-	-
Эол. III (220-295)	A 220-230	0,3	0,6	11,6	63,0	19,6	1,2	0,8	1,6	1,3	3,7	6,5	3,26	1,67	1,67
"	C 267-277	0,2	1,3	16,4	55,6	20,2	1,7	1,4	1,4	1,6	4,4	7,1	4,07	1,51	1,51
Эол. I (295-540)	A 330-340	0,5	нет	10,4	46,2	34,3	2,5	1,2	2,8	2,1	6,1	1,1	5,65	1,85	1,85
"	B 340-370	0,2	4,0	16,9	45,0	29,9	0,8	0,4	1,1	1,7	3,2	-	-	-	-
"	C 240-430	0,3	7,9	18,3	50,3	19,1	1,2	0,1	1,2	1,6	2,9	7,9	2,73	0,93	0,93
Почва исходная (540)	A 540-560	0,7	2,8	15,0	51,7	17,6	5,2	2,4	3,4	1,2	7,0	6,6	-	-	-
Онон. Разр. 11, 12, 19. Межгрядовая котловина с дерново-боровыми мелкопогребенными почвами															
Разрез 11	A 18-25	1,3	9,0	13,7	35,0	20,8	9,3	3,2	5,4	2,3	10,9	3,2	7,1	-	-
Разрез 12	A 60-70	1,1	5,4	12,5	34,8	25,7	10,5	2,4	4,9	2,7	10,0	3,3	6,5	-	-
Разрез 19	A 0-18	0,5	13,2	13,4	37,9	23,9	4,8	0,3	4,2	1,8	6,3	1,5	6,9	-	-
"	C _к 40-50	6,8	39,8	18,3	20,4	4,2	3,0	1,3	3,0	3,2	7,5	-	-	-	-
Селенга. Разр. 5. Под тремя ярусами наносов с дерново-степными почвами погребена палеогидроморфная остепненная почва															
Эол. III (0-70)	A 0-10	1,2	нет	2,3	51,4	37,9	4,6	0,2	1,1	1,3	2,6	7,9	4,10	2,92	2,92
Эол. II (70-160)	A 70-60	1,5	нет	4,2	39,4	16,5	27,1	3,7	4,6	2,7	11,0	-	-	-	-
Эол. II	C 110-120	1,0	0,2	3,7	46,9	42,8	2,9	0,5	0,5	1,5	2,5	0,2	3,86	2,72	2,72
Эол. I (160-275)	A 170-185	1,6	нет	1,4	21,5	52,1	16,4	2,5	2,7	1,8	7,0	2,0	10,32	3,39	3,39
"	BC215-225	1,3	0,3	2,2	26,6	52,3	11,7	1,6	2,2	1,8	5,6	1,8	10,62	3,61	3,61

Таблица 28 (продолжение)

Эоловые наносы и почвы	Горизонты, глубина взятия образца, см	Содержание частиц, %; диаметр частиц, мм										Химические свойства		
		Погеря от НСl, %	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001	<	Гу-мус, %	рН водн.	Поглощенные основания, мг.экв на 100 г	
			нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	Ca ²⁺	Mg ²⁺
“ Почва исходная (275 и >)	С 255-270	1,4	нет	0,4	12,6	70,3	12,1	0,1	1,1	2,0	3,2	0,2	4,62	3,19
	А 295-308	2,3	нет	нет	7,4	44,5	34,2	2,3	5,5	3,8	11,6	1,0	6,36	2,33
	В 310-330	2,8	нет	нет	3,4	41,6	41,6	2,3	4,6	3,7	10,6	0,7	3,86	6,68
	С _к 340-360	10,1	нет	1,3	7,8	33,4	37,9	1,1	5,5	2,9	8,5	0,4	3,67	6,80
Сава. Разр. 3. Под тремя ярусами золowych наносов с малоразвитыми и примитивными почвами погребена палеогидроморфная остепненная почва	С 420-430	0,8	1,0	2,4	45,3	45,1	3,1	1,0	0,3	1,0	2,3	-	0,92	4,24
Эол. III (0-90) “ “ Эол. II (90-130) Эол. I (130-170) “ Почва исходная (170 и >)	А 0-10	0,8	нет	0,8	52,7	4,05	2,6	0,5	0,6	1,7	2,8	0,3	3,42	1,78
	В 35-45	3,9	нет	3,9	80,3	12,7	0,6	0,2	0,8	0,9	1,9	0,2	-	-
	С 65-75	6,6	нет	6,6	76,4	14,4	0,2	0,1	0,2	1,5	1,8	0,2	2,17	2,45
	А 90-100	8,9	нет	8,9	42,8	22,7	15,7	3,7	3,3	2,1	9,1	0,2	11,63	3,16
	А 130-138	0,6	1,3	23,4	5,7	12,7	3,3	0,9	1,1	2,0	4,0	0,3	4,43	2,45
	С 155-165	0,5	0,6	15,7	59,1	20,9	1,3	0,2	0,4	1,3	1,9	0,1	-	-
Енисей. Разр. 2. Палеогидроморфная остепненная почва развита до гор. В и погребена наносом песка с дерново-степной почвой на нем	А 171-178	0,9	нет	6,6	47,7	29,1	9,4	1,7	2,1	2,5	6,3	0,6	4,89	2,98
	В 202-212	1,5	нет	5,4	52,9	33,1	4,4	0,8	0,6	1,3	2,7	0,2	2,65	2,66
	С _к 250-260	1,4	нет	9,9	67,5	18,2	2,3	следы	следы	0,7	0,7	-	0,97	1,77
Эол. I (0-27) В (27-54) В _к (54-140)	0-20	1,1	5,0	23,4	41,1	12,2	10,6	2,1	2,8	1,7	6,6	1,4	7,34	4,73
	20-50	1,5	8,6	27,1	31,6	14,1	8,9	2,1	3,7	2,4	8,2	1,3	4,54	6,36
	60-85	21,1	4,1	11,2	31,7	21,2	5,1	0,6	2,0	3,0	5,6	-	1,24	6,57

Таблица 28 (окончание)

Золовые наносы и почвы	Горизонты, глубина взятия образца, см	Содержание частиц, %; диаметр частиц, мм										Химические свойства		
		Поте- ря от HCl, %	1,0- 0,5	0,5- 0,25	0,25- 0,10	0,1- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001	< 0,001	< 0,01	Гу- мус, %	рН водн.	Поглощенные основания, мг.экв на 100 г
														Ca ²⁺ Mg ²⁺
С (140-170)	150-170	15,1	5,5	8,9	35,1	27,3	3,9	0,4	1,3	2,5	4,2	-	9,1	-
“	180-195	9,8	6,3	11,3	37,4	30,0	2,3	0,4	0,5	2,0	2,9	-	9,2	2,85 2,01
Енисей. Разр. 4. Малоразвитые дерново-степные почвы на двух ярусах золовых наносов														
Эол. I (0-58)	0-20	5,7	6,0	34,9	41,4	8,5	1,4	0,6	0,6	0,9	2,1	0,9	7,9	7,15 3,56
“	30-50	4,2	6,4	35,5	43,1	6,7	1,6	0,4	1,0	1,1	2,5	0,5	8,1	4,56 1,76
Эол. II (58-80)	60-80	5,7	6,2	35,4	41,6	5,7	2,0	0,6	1,6	1,2	3,4	0,5	8,1	3,29 1,49
(80-150)	100-120	6,3	5,7	33,7	43,1	8,3	1,6	следы	следы	1,3	1,3	-	8,5	3,11 0,65

В скобках - глубина, см

осочка столбиковая, а из разнотравья – пижма сибирская, лапчатка, чебрец, полынь холодная и др. Сходна по составу и современная растительность задернелых гряд. На некоторых из них растут одиночные сосны. По понижениям между двумя почти слившимися грядами на влажном песке обнаружен самосев ильма, березы, осины, яблони Палласа, а из трав присутствуют вейник, термопсис, клевер люпиновый, астрагал и люцерна.

15.2. Долины рек Селенги и Савы

Долины горных рек Бурятии заполнены (до 300 м и более) толщей песков, возникших от выветривания гранитов и гранито-гнейсов и затем переотложенных речными водами и ветром. Пески по минералогическому составу полевошпатово-кварцевые карбонатные. В легкой фракции (97–95%) песков, кроме кварца, содержится до 25% полевых шпатов и 1–2% слюд, тяжелая фракция (5–3%) по составу – эпидото-амфиболовая со значительной примесью магнетита и отчасти ильменита, циркона, сфена и апатита.

В.Н.Олюнин [1973], учитывая, что слоистость в песках речных долин Бурятии падает перпендикулярно к реке, а не вдоль ее течения приписывает этим пескам не озерно-аллювиальное, а делювиально-пролювиальное происхождение. Реки, врезааясь в песчаные отложения, создавали террасы, а ветер перерабатывал пески террас и выносил их на склоны гор. По таким песчаным шлейфам с дерново-боровыми почвами сейчас растут сосновые леса. На террасах же располагаются палеогидроморфные темноцветные легкосупесчаные почвы, не вскипающие от HCl до гор. В_к – бывшего лугового мергеля, переходящего в слабо карбонатные пески гор. С. Мощность профиля этих черноземовидных почв значительна: А-В1-В_к – 80–100 см.

На профиле (рис. 29), заложенном близ Улан-Удэ у завода силикатного кирпича, высокая среднелейстоценовая терраса Селенги обрывается уступом в пойму реки. На черноземовидных супесчаных почвах террасы обнаружены три яруса наносов песка, вынесенного ветром с уступа (клифа). Два нижних – в виде плоских (2 м) шлейфов шириной до 2 км, по-видимому, возникли в эпоху Зырянского оледенения. На песках этих шлейфов сформировались дерново-степные связно-песчаные почвы (А-ВС – 40–60 см). Возникновение третьего верхнего яруса наноса в виде вала 3–4 м высотой, расположенного в узкой (70 м) полосе приклифового ветрового затишья, по-видимому, произошло в ксеротермическую фазу позднего голоцена – около 2,5–3 тыс. л.н. На валу под сосновым бором сейчас обнаруживается дерново-боровая маломощная почва.

В долине р.Савы близ Кяхты на низкой (8 м) террасе черноземовидная легкосупесчаная почва погребена 3–4 ярусами эоловых наносов песка (рис. 30). Эти наносы возникли в позднем голоцене в результате

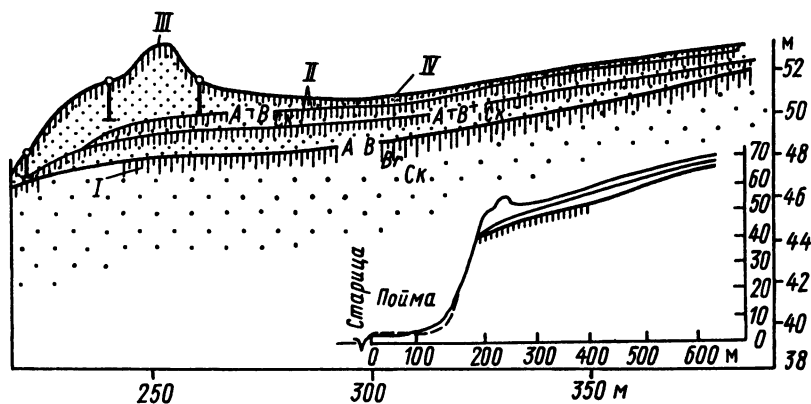


Рис. 29. Профиль через высокую песчаную террасу р. Селенги с четырьмя ярусами почв: нижний (I) палеогидроморфной черноземовидной супесчаной (А-В-Вк-Ск), двумя средними (II) черноземовидными связнопесчаными (А-ВС-Ск) на позднеплейстоценовых эоловых шлейфах и верхней (III) голоценовой дерново-боровой песчаной (А-ВС-Ск), IV – современный эоловый нанос песка. Вертикальные линии – разрезы и скважины.

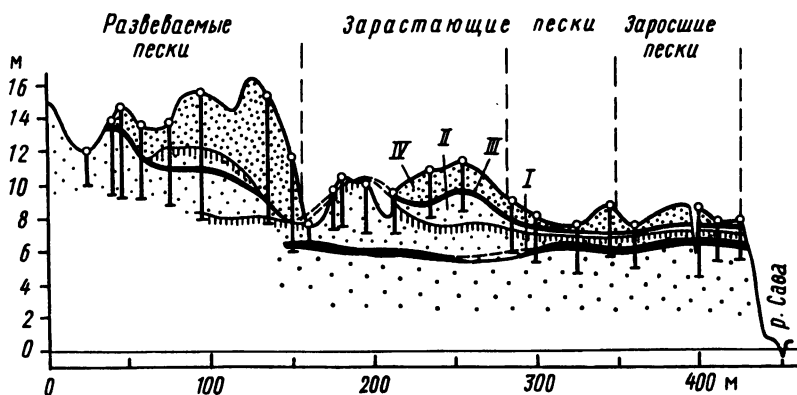


Рис. 30. Профиль через низкую песчаную террасу р. Савы с четырьмя ярусами почв: нижний черноземовидной палеогидроморфной связнопесчаной (I) и тремя верхними (II-III-IV) – маломощными и примитивными песчаными на эоловых наносах антропогенных фаз дефляции, Вертикальные линии – разрезы и скважины.

разрушения почв распашкой и скотосбоем с образованием глубоких язв дефляции. На наносах сформировались по дерново-степному типу маломощные и примитивные почвы. На удаленной от реки части профиля под редким покровом псаммофитов пески еще и сейчас перевеваются. В средней части профиля к псаммофитам добавляется типчак даурский и мятлик кистевидный, термопис ланцетный, единичный самосев сосны и ильма забайкальского. В приречной части профиля восстанавливается растительность песчаной степи с преобладанием житняка гребенчатого, лапчатки бесстебельной, полыни холодной, тимьяна. Палеогидроморфные легкосупесчаные почвы (р. 5,3) здесь крупно-пылеватые (табл. 28). Реакция их слабощелочная, сумма поглощенных оснований – 10–7 мг-экв на 100 г. Гумуса в этих погребенных почвах сейчас содержится меньше (разложился и растворимая часть вымылась глубже), чем в более молодых почвах на наносах.

Дефляция легких почв в Бурятии возникла в результате выпаса скота кочевников – хуннов, тобасов, бурят, курыганов.

15.3. Приенисейские степи

С XIII до XVII–XIX вв. в связи с нашествием монголов, вытеснивших кыргызов в Манчжурию, Приенисейские степи использовались лишь спорадически и разбитые пески зарастали. В XVII–XIX вв. хакасы и русские поселенцы в связи с “освоением целинных земель” вновь вызвали дефляцию, особенно сильно в 50–60-е годы XX в. [Гаель, Польский, Савостьянов, 1970].

Профиль (7 км) заложен в долине р.Июс. Аллювиальные пески низких террас, золотые пески высоких террас и склонов к водоразделу подстилаются красноцветными отложениями. Карбонатные пески здесь полиминеральны и до 40% представлены обломками горных пород. В тяжелой фракции (10%) песков преобладают эпидот, амфиболы и оливин. На таких богатых песках сформировались не только супесчаные, но даже и суглинистые черноземные почвы (А-В-В_к-С), выщелоченные от карбонатов в гумусовых горизонтах (А и В). Значительно и содержание в этих почвах гумуса – 2–3%, реакция – слабощелочная, сумма поглощенных оснований – 10–12 мг-экв на 100 г.

Черноземные почвы разрушены дефляцией до глубины в среднем 40 см (местами до гор. С_к) и погребены несколькими ярусами золотых наносов с маломощными дерново-степными и примитивными почвами на них. Так как в наносах сохранялись еще остаточный гумус (до 1–1,5%), карбонаты и глинистые частицы (до 8–12%), то при отсутствии скотосбоя во влажные годы такие наносы быстро покрываются сорными и степными травами. Сочетание песчаных бугров с котловинами выдувания создает своеобразный ландшафт золотых городков. На рис. 31 по-

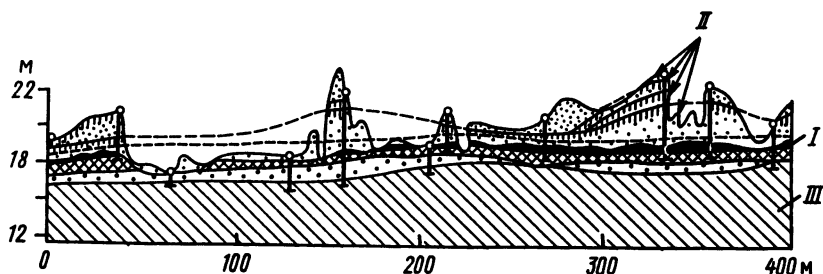


Рис. 31. Профиль через “эоловый городок”, Хакасия.

I – черноземовидные супесчано-суглинистые почвы (А-В-Вк-Ск) на полиминеральных песках,

II – наносы песков антропогенных фаз дефляции с несколькими ярусами маломощных примитивных почв,

III – коренные породы. Нижний пунктир – бывшая поверхность исходной почвы, верхний пунктир – то же более поздних периодов.

казана лишь часть этого профиля (0,4 км) с наиболее разбитыми и развеевыми почвами.

Другой профиль (7 км) в Минусинской котловине заложен в ложбине между двумя речками – Ничкой и Лугавкой – притоками Енисея. Ложбина заполнена мощной (до 100 м и более) толщей озерно-аллювиальных полиминеральных песков, прикрытых плащом лессовидного суглинка. Мощность его уменьшается с 7–5 до 2–1,5 м на 60-метровой надпойменной террасе, а на 25- и 15-метровых террасах суглинков встречается лишь прослойками 5–20 см. В позднем плейстоцене песок с низких террас навевался на скальные породы отрогов Саян (в южной части профиля). Грунтовые воды, дренируемые речками, залегают в песках глубоко (рис. 17).

Первоначальный рельеф песчаных террас был волнисто-равнинным, а почва черноземовидная легкосупесчаная с мергелистым горизонтом В_к. В ксеротермическую фазу голоцена эта почва была сильно развеена, рельеф превратился в грядовой, и на песках под остепненными сосновыми лесами сформировались дерново-боровые связнопесчаные почвы, выщелоченные от карбонатов на глубину 1,5–3 м, где имеются железистые псевдофибры [Гаель, Хабаров, 1981]. На окраине бора по остепнившимся лесным вырубкам эти почвы разбиты выпасом скота с формированием барханчиков высотой 1–2 м. Они довольно быстро, сохраняя форму, зарастали степными травами, а затем самосевной сосной.

Массивы песков с ленточными и островными сосновыми лесами и комплексом темноцветных степных легкосупесчаных, дерново-боровых и дерново-степных связнопесчаных и песчаных почв характерны для

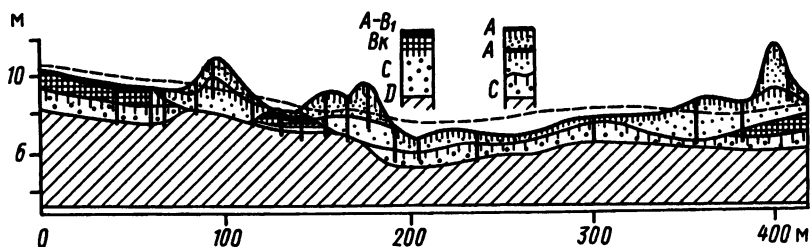


Рис. 32. Профиль через участок песчаной степи на высокой террасе р. Енисея в Туве, 1976. Черноземовидные связнопесчаные почвы (А-В-Вк-Ск) на песках, подстилаемых породами девона (Д), были развеяны в антропогенные фазы дефляции и погребены наносами песка с молодыми разновозрастными почвами на них (А-В-С). Пунктир – исходная поверхность почвы.

Приобья, Прииртышья и других мест Казахстана [Гаель и др., 1962; Николаев, 1979; Маланьин и Сметана, 1988].

Профиль, показанный на рис. 32, заложен не высокой левобережной Енисейской террасе на территории Опытной сельскохозяйственной станции в урочище Халыма в подзоне темно-каштановых почв. Навеянный на террасу шлейф песка прикрывает красные глины и песчаники девона. На полиминеральных песках сформировались почвы, сходные с почвами на террасах р.Бол. Июс, но более легкие пылевато-связнопесчаные с содержанием гумуса 2–2,5% в гор. В. В выщелоченных от карбонатов гумусовых горизонтах реакция рН – 7,9, а в мощном (до 1 м) карбонатном гор. Вк – 9,2. В составе поглощенных оснований (12–10 мг-экв на 100 г), в гумусовых горизонтах магний преобладает над кальцием (см. табл. 23, р. 2, 4).

В тагарское и таштыкское время (800–100 лет н.э. – 400 лет н.э.) у кочевников скифо-сибирского типа уже были накоплены значительные богатства и имелись огромные стада скота, выпас которого вызывал дефляцию легких почв. Она превратила прежний широко-волнистый рельеф в полого-бугристый. За 1–2 тыс. лет на наносах двух нижних ярусов сформировались дерново-степные почвы с содержанием гумуса до 1,4%, суммой поглощенных оснований – 10–5 мг-экв на 100 г. На верхнем наносе почва примитивная (гор. А менее 7 см). Сейчас урочище представляет собой ковыльную степь со змеевкой, келерией, типчаком, в разнотравье – полынь холодная, лапчатка, чебрец, осочка и др.

15.4. Степное Заволжье

Многоярусные песчаные почвы изучались на Кустаревском песчаном массиве – выше впадения в Волгу р. Еруслана. Среднеплейстоценовая 45-метровая терраса Волги переходит здесь пологим уступом в низкие позднеплейстоценовые террасы (рис. 33). На хвалынских глинах высокой террасы залегает покровный лёссовидный суглинок. На нем имеются два яруса песков, навешанных с низких террас в ранневалдайское время. Пески мелкозернисты, слабокарбонатны, полевошпатово-кварцевые, а в тяжелой фракции – глауконит-эпидот-ильменитовые. Нижний ярус песков в виде плоского шлейфа шириной 3–5 км утоньшается с удалением от террасового уступа. На этом шлейфе под дерновинно-злаковой с разнотравьем и с примесью белой полыни растительностью сформировалась мощная темно-каштановая супесчаная почва (А-В1-В_к-BC – 120–140 см). Верхний ярус несколько меньшей ширины имеет полого-рядовой рельеф (на рис. 33 показан лишь фрагмент 5-километрового профиля нивелировки). В раннем и среднем голоцене на грядах под остепненным сосновым лесом (по-видимому, самым южным на Волге) формировалась дерново-боровая связнопесчаная почва, выщелоченная от карбонатов на глубину 2–5 м, здесь имеются псевдофибры.

Сосновые леса исчезли около 4–3 тыс. л.н. и почва трансформировалась в дерново-степную (А-В-BC – 90 см), как и в долинах других степных рек, злаково-разнотравный травостой на почве хорошо развит, включает в себя прутняк (изень) и другие кальцефильные растения. Степная растительность (вместе с луговой на заливной пойме) использовалась скотоводами кочевниками с эпохи срубной культуры.

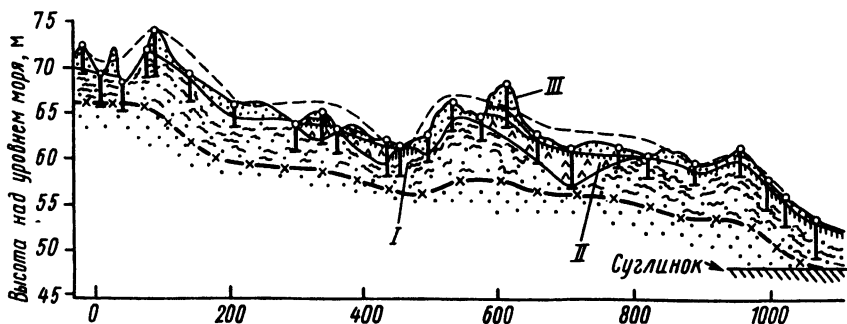


Рис. 33. Профиль через третью террасу р. Волги с песками, навешанными на нее в ранне- и позднехвалынское время, 1963. Сформированные на грядовых песках дерново-степные связнопесчаные почвы (I) с псевдофибрами в антропогенные фазы дефляции были разбиты и развееы. На разновозрастных наносах формировались ярусы маломощных (II) и примитивных (III) песчаных почв. Верхняя пунктирная линия – бывшая поверхность почв, нижняя – граница вскипания от HCl.

15.5. Песчаные массивы степного Дона

Донские пески бедны по минералогическому составу – почти чисто кварцевые, бескарбонатные. В легкой фракции (96–99%) кроме кварца сохранилось 0,2–0,5% полевых шпатов, редко глауконит, опал и слюда. В составе тяжелой фракции (0,1–0,5%) – дистен, ставролит, ильменит [Гаель, Грищенко, Хабаров, 1975].

Бедность минералогического состава обуславливает и псаммофильный состав типчаково-ковыльного травостоя и бедность гумусом и элементами питания дерново-степных связнопесчаных почв. Тем не менее песчаные массивы в сочетании с богатыми пойменными лугами в долинах Дона и его притоков (Сев. Донца, Медведицы, Хопра) были привлекательны для поселения человека. На позднеплейстоценовой (12 м) террасе р. Медведицы в Рахинском лесничестве в почвенных разрезах были найдены остатки кострищ с костями всех видов домашних животных, а также челюсть бобра и черепки глиняной посуды, отнесенные археологами к эпохи срубной культуры. Уже у ранних кочевников здесь имелись огромные табуны лошадей и овец, выпасаемые теми же племенами, что и на Нижней Волге, а также аланами. Распахивать же супесчаные почвы под посевы полевых культур казаки начали в основном с конца XVIII в., и к концу XIX в. эти почвы оказались почти повсеместно развеянными в среднем на глубину 20–30 см при такой же мощности золовых гумусированных наносов. Последующий выпас скота по задерневающим залежам привел к появлению глубоких выдувов с останцами и буграми. Профессор А.А.Сухов по наблюдениям 1916 г. писал даже о возникновении “Донской Сахары” [Сухов, 1932].

На Дону имеются примеры навевания песков в плейстоцене с подмытых рекой уступов третьей террасы на Голубинском, Цимлянском, Хоперском массивах [Лисицын, 1914; Грищенко, 1959; Гаель, Смирнова и др., 1978].

Профиль нивелировки через долину Хопра (рис. 34) сходен с кустаревским на Волге: также на суглинке третьей террасы в ранневалдайскую ледниковую эпоху был наваян широкий плоский шлейф, а в поздневалдайскую – приклифовые грядовые пески. Также на шлейфе сформировались черноземовидные супесчаные почвы (А-В-В2-ВС – 120–160 см), а на грядовых песках – дерново-боровые почвы (А-В-ВС – 70–80 см), позже остепнившиеся и подвергшиеся разбиванию кочевниками и казачьим населением [Гаель, Чижикова, 1972].

На Доно-Арчединском песчаном массиве профиль 1 (рис. 35) был заложен на высокой правобережной террасе р.Арчеды с черноземовидными супесчаными почвами, сформированными на более или менее связных песках (4–6% частиц менее 0,01 мм), подстилаемых с глубины 1–5 м лёссовидным суглинком. Современная растительность – гемипсаммофильно-степная. Изредка при близком залегании грунтовых вод встречаются дубовые колки.

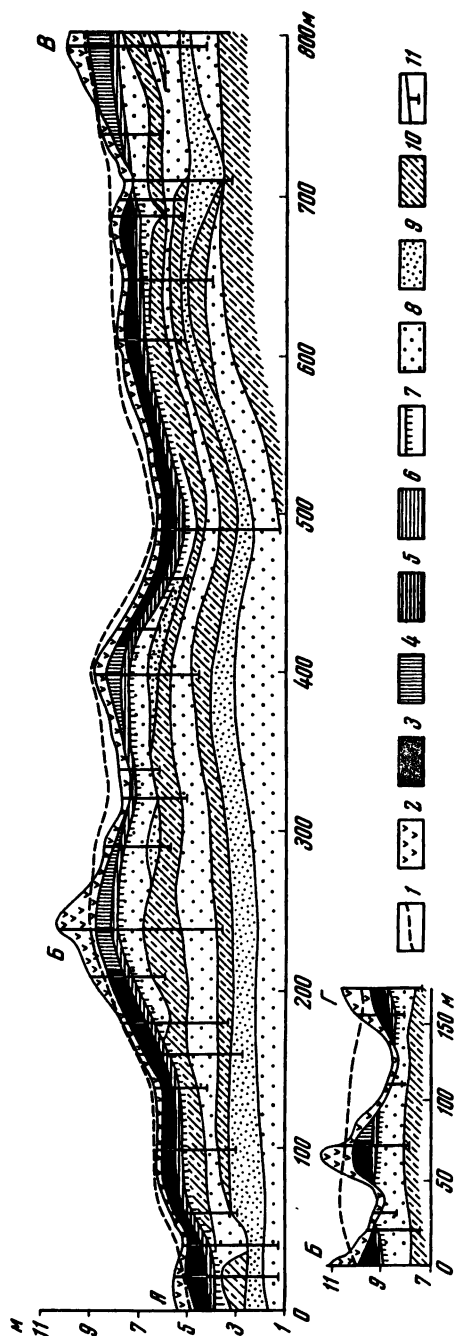


Рис. 35. Профиль нивелировки через участок с деформированными чернозёмовидными супесчаными почвами на высокой правобережной террасе р. Арчеды:

1 – поверхность почвы до развевания, 2 – золотый нанос песка, 3 – гумусовый гор. А+В1 чернозёмовидной среднесупесчаной почвы, 4 – гумусовый гор. А+В1 чернозёмовидной легкосупесчаной почвы, 5 – иллювиальный гор. В2 среднесупесчаной почвы, 6 – иллювиальный гор. В2 легкосупесчаной почвы, 7 – переходный гор. ВС, 8 – среднезёрнистый песок, 9 – мелкозёрнистый песок, 10 – лессовидный суглинок, 11 – разрезы и скважины.

Для морфологии этих почв характерна большая мощность гумусового горизонта (А+В1 – 80–100 см) и четкая дифференциация профиля на генетические горизонты (А-В1-В2-Вс-С).

Содержание перегноя 1,2–1,5% сверху и 0,4–0,2% в нижней части гумусового горизонта (табл. 29, р. 40). Общее содержание перегноя в почвах из-за большой мощности достаточно высокое – около 130 т/га, т.е. почти столько же сколько в зональных темно-каштановых суглинистых почвах, у которых мощность гумусовых горизонтов А+В не превышает 50–60 см. Физической глины в гор. А содержится до 10–12%, в гор. В2 15–20%, в песке гор. С – 5–7% и в подстилающем суглинке – до 20–30% [Гаель, Смирнова, 1973].

Плотность твердой фазы высокая $\rho_s=2,60\text{--}2,70\text{ г/см}^3$, так же как и плотность сложения $\rho_b=1,60\text{--}1,70\text{ г/см}^3$. Только в верхней части гумусового горизонта ρ_b снижается до 1,45 г/см³. Общая пористость низкая и мало варьирует по профилю: 37–40% в нижней части и 40–45% в верхней. Особенно низка пористость в плотном иллювиальном гор. В2 (37–38%) и почти такая же в песке гор. С (38–39%). Пористость аэрации составляет в гор. А+В1 и С – 27–30% (около 70% от общей пористости), а в гор. В2 – только 6–17%. Поэтому водопроницаемость почвы высокая – 4–5 мм/мин. Наименьшая влагоемкость НВ супесчаных почв невелика: в гор. А – 12–16%, в гор. В2 – до 30% и в гор. С – 9–10% от объема. Диапазон активной влаги НВ-В3 всего 8–12%.

Высокая водопроницаемость и низкая водоудерживающая способность супесчаных почв обеспечивает вдвое большую глубину промачивания талыми водами (до 1–1,5 м), чем почв суглинистых зональных. Мало того, во влажные годы над супесчано-суглинистым гор. В2 временно застаивается просачивающаяся влага и запасы ее в вышележащих гор. А и В1 могут заметно превышать значения НВ. Точно также и в песке гор. С над подстилающим суглинком (гор. Д) инфильтрующаяся весной влага может во влажные годы формировать горизонт весенней верховодки мощностью до 0,5–0,7 м. При залегании суглинка на доступной для корней деревьев глубине резко улучшаются в такие влажные годы условия питания водой. Даже влага, подпертая над плотным гор. В2, может способствовать появлению возобновления сосны и лиственных пород от имеющихся по соседству насаждений. Но в сухие годы, когда сквозной инфильтрации талых весенних вод в супесчаной почве не происходит, появившиеся всходы или подрост лесных пород гибнут от усыхания, особенно при задержании почвы степными травами.

Неблагоприятным физическим свойством легких почв является их высокая плотность особенно в сухом состоянии, затрудняющая проникновение корней растений.

В настоящее время черноземовидные супесчаные почвы в результате распашки в течение многих десятилетий дефлированы более чем на половине занимаемой площади. Обычно все распахиваемые супесчаные почвы “опесчанены” в пахотном слое, дефлированы и погребены песча-

Таблица 29. Гранулометрический состав и водно-физические свойства современных и погребенных чер-
ноземновидных супесчаных почв Доно-Арчединского массива

Горизонт и глубина образца, см	Гумус, %	Водо- прони- цаемость мм/мин	Содержание частиц, %, диаметр частиц, мм								Р _b , г/см ³	Р _s , г/см ³	Порис- тость общая, %	НВ, %	
			Потеря от HCl	0,5- 0,25	0,25- 0,10	0,10- 0,05	0,05- 0,1	0,01- 0,005	0,005- 0,001	< 0,001					< 0,01
Р. 40. Недефлированная															
А 0-10	1,34	5,3	0,2	7,0	52,6	23,2	5,9	0,5	3,7	6,9	11,1	1,45	2,60	44,2	11,0
В1 50-60	0,74		0,2	8,6	51,5	21,7	6,5	0,7	4,1	6,7	11,5	1,55	2,65	41,5	9,7
В2 100-110	0,42		1,9	6,6	38,7	18,1	12,9	2,5	4,0	15,3	21,8	1,69	2,72	37,9	18,3
ВС 115-120	0,13		0,1	8,9	65,0	15,6	3,5	0,1	2,0	4,9	7,0	1,65	2,70	38,9	6,7
С 125-135	-		0,5	12,7	60,0	17,3	3,0	0,1	2,2	4,2	6,5	1,65	2,69	38,7	5,4
Д 170-180	-		0,3	4,1	19,2	23,1	22,7	2,6	7,0	18,0	27,6	1,75	2,72	35,7	18,2
Р. 19-1. Слабедефлированная (до 1/2 гор. А) слабопогребенная (эол. = 78 см)															
Эол. 0-10	0,33	4,4	0,1	22,1	59,6	13,8	1,1	0,5	0,3	2,6	3,4	1,58	2,65	40,5	4,4
А 78-88	1,05		0,5	14,6	55,0	13,7	5,1	1,8	2,4	6,9	11,1	1,53	2,61	41,4	10,4
В 120-130	0,65		0,2	15,3	46,3	24,1	4,3	1,3	1,7	6,8	9,8	1,56	2,63	41,0	10,2
В2 185-195	0,48		1,1	13,3	51,2	12,6	6,1	2,3	2,0	11,4	15,7	1,65	2,67	38,2	13,9
ВС 205-215	-		0,7	14,8	58,6	14,1	3,2	0,8	0,5	7,3	8,6	1,62	2,64	38,6	9,2
С 240-250	-		0,5	15,1	60,6	15,8	2,2	0,6	0,7	4,5	5,8	1,63	2,65	38,5	6,1
Д 265-275	-		14,8	16,4	17,6	7,6	14,7	4,7	6,4	17,8	28,9	1,68	2,68	37,3	17,8
Р. 80-III. Очень сильнодефлированная (до гор. В2) среднепогребенная (эол. = 19 см)															
Эол. 0-10	0,28	-	0,1	27,0	37,7	26,6	2,8	0,7	1,0	4,2	5,9	1,50	2,58	41,4	6,6
В2 20-30	0,27		0,5	20,9	39,7	21,2	5,7	8,7	2,4	0,9	12,0	1,62	2,61	37,3	11,1
ВС 40-50	0,12		0,1	25,8	47,6	19,2	1,0	0,2	0,1	6,0	6,3	1,62	2,64	38,6	6,8
С 60-70	-		0,2	23,5	46,7	24,4	0,8	0,1	0,1	4,2	4,4	1,70	2,70	37,0	4,7
Р. 380-II. Очень сильнодефлированная (до гор. С) среднепогребенная (эол. = 16 см)															
Эол. 0-10	0,37	-	0,1	25,6	34,5	35,3	1,2	0,4	0,3	2,7	3,4	1,63	2,65	39,1	3,7
С 20-30	-		0,1	19,9	37,5	37,9	1,5	0,3	0,4	2,5	3,2	1,62	2,65	39,0	4,9
С 180-190	-		0,1	22,9	37,2	34,7	1,8	0,1	0,1	3,1	3,3	1,64	2,65	38,1	5,5

ными золовыми наносами. В песчаных золовых наносах увеличивается плотность сложения, а общая пористость снижается. Даже в поверхностном слое золового наноса (р. 300-II) ρ_b увеличивается до 1,58–1,60 г/см³ против 1,50 г/см³ в гор. А незеродированной почвы, а пористость падает до 40,5–39,7% против 44–43%, т.е. приближается к критическим для прохождения корней значениям (по мере сдувания верхнего, более плодородного).

Особенно неблагоприятные физические свойства имеют супесчаные почвы (р. 80-III), с которых полностью сдут гумусовый горизонт A+B1 и поэтому близко к поверхности находится красно-бурый гор. B2 сильно уплотняющийся в сухом состоянии ($\rho_b = 1,65–1,69$ г/см³ и твердеющий (до 90 кг/см²); к тому же порозность его крайне низка: общая 38–37%, а пористость аэрации до 7% при увлажнении до НВ. Участки с таким обнаженным горизонтом не могут быть использованы в сельском хозяйстве, а лесные насаждения растут на них плохо. Для улучшения роста лесных, плодовых пород и винограда надо засыпать обнаженный горизонт B2 слоем гумусированного песка мощностью 0,7–1,2 м. Оптимальная мощность естественного золового наноса на дефлированных почвах также близка к этой величине, но достаточно благоприятны и наносы мощностью 0,4–0,7, а также 1,2–1,8 м. Корни древесных пород легко проходят менее плотный, хорошо водопроницаемый и аэрируемый золовый нанос до гор. B2. Над ним весной скапливается влага и корни постепенно проникают глубже, пронизывая горизонт B2.

Но в слежавшиеся древнеаллювиальные пески гор. С корни уже почти не проникают: помимо отсутствия азотной и минеральной пищи для растений этому мешает его высокая плотность ($\rho_b > 1,60$ г/см³) и низкая пористость (ниже 40%). Деревьям на таком песке, обнаженном в котловинах выдувания, характерен карликовый рост по V бонитету. Но если выдувание почти достигло подстилающего суглинка, на котором может скапливаться весной верховодка с капиллярной каймой, то лесорастительные условия улучшаются с V до III бонитета. Во влажные годы, когда капиллярная кайма от верховодки достигает поверхности песка, на дне таких выдувов расселяются самосевом ивы, тополи, лох и даже сона, если вблизи имеются плодоносящие насаждения.

В дефлированных черноземовидных супесчаных почвах ухудшается водный режим. Так, если в незеродированной почве (р. 40) запасы доступной влаги в слое 0–50 см составляют 60 мм, а в слое 0–100 см – 115 мм, то в почве слабоэродированной, но глубокопогребенной (р. 19-1) запасы влаги соответственно снижаются до 30 и 66 мм. Но если в почве сильнодефлированной (р. 80-III) близко к поверхности залегает влагоемкий иллювиальный гор. B2, то содержание влаги может быть даже выше (85 мм в слое 0–100 см). Однако без мульчирующего рыхлого золового наноса влага из гор. B2 быстро теряется на испарение. В гор. С запасы влаги низкие (до 60 мм в слое 0–100 см), такие же, как и в золо-

вых наносах, но последние менее плотны, содержат остаточный гумус и поэтому более плодородны, чем безгумусные пески гор. С.

Профиль 2 проложен на Доно-Арчединском массиве через низкую надпойменную террасу Дона (рис. 36). Дерново-степные почвы с реликтовыми псевдофибрами, как обычно, разрушены выпасом скота и погребены наносами песка с наличием на них гумусовых горизонтов мощностью 25–20 см.

Целинные дерново-степные связнопесчаные почвы содержат физической глины в гор. А не более 5–6%, а в песке гор. С – до 3%. Гумуса в гор. А содержится 0,5–0,8%, а в гор. ВС – 0,2–0,1% (табл. 30, р. 100). Общие запасы гумуса составляют 80–50 т/га; валового азота, фосфора, калия содержится соответственно 0,06–0,02–0,2%. Физические свойства дерново-степных связнопесчаных почв менее благоприятны, чем супесчаных. В гор. А плотность твердой фазы почвы равна 2,58, плотность сложения – 1,57–1,60 г/см³, а на глубине 40–60 см увеличивается до 1,63–1,67 г/см³. Общая пористость низкая: в гор. А до 39%, в гор. В – 38%, в гор. С – 37%. До 70% всех пор составляют поры аэрации. Объем же пор, занятых водой, незначителен. Диапазон активной влаги в почве всего лишь 6–9% от объема, а запасы доступной влаги при влажности, равной НВ, в верхнем метровом слое не превышает 74 мм, т.е. в полтора раза меньше, чем в черноземовидных супесях. Но зато связнопесчаные почвы ежегодно весной глубоко промачиваются до 3–4 м и более, и только в очень сухие годы – до 1 м, что благоприятно для такой нетребовательной к плодородию лесной породы с мощной корневой системой, как сосна обыкновенная. При корневодоступной глубине подстилающего суглинка или грунтовых вод (2–4 м) искусственные сосновые насаждения имеют I–II бонитет и долговечны (70–85 лет). При отсутствии же суглинка и при глубоких грунтовых водах бонитет насаждений снижается до III–IV, и к 60-ти годам они усыхают.

В результате антропогенной дефляции с древнейших времен и до наших дней на террасах Среднего Дона незродированных дерново-степных песчаных почв сохранилось менее 10–15%, свыше 60% их развеены на глубину 20–40 см и 25% территории превратились в бугристые пески разных стадий зарастания с наличием многоярусных почв.

Дефлированные песчаные почвы становятся более плотными ($\rho_b < 1,60$ – $1,69$ г/см³, общая пористость снижается на 1–3%. Уменьшается и без того низкое содержание удерживаемой почвой воды: в золовых наносах НВ-5–8%, тогда как в гор. А и В незродированных почв НВ-8–10% от их объема. Содержание влаги в дефлированных и погребенных золовым наносом дерново-степных связнопесчаных почвах снижается в полтора раза по сравнению с незродированными (74 мм и 50 мм).

Гумусовые горизонты погребенных связнопесчаных почв, содержащих всего 4–5% физической глины, не образуют таких водоупоров для просачивающейся влаги, как это наблюдается в погребенных супесчаных почвах (особенно с плотным иллювиальным гор. В2), и потому по-

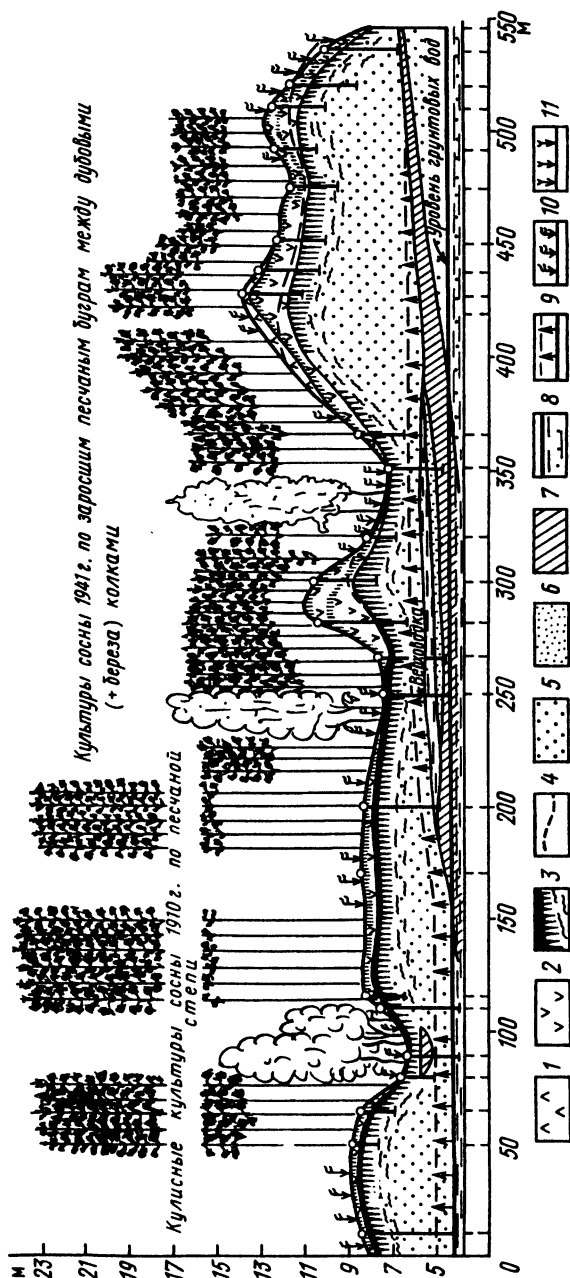


Рис. 36. Профиль через участок песчаной степи с лесными колками на низкой (8-12 м) надпойменной террасе р. Арчелы

1 - современный золотой нанос песка, 2 - золотой нанос песка средневековой фазы дефляции, 3 - бывшая поверхность глубокого гумусированной почвы до средневековой фазы дефляции, 4 - глубокого гумусированная связно-песчаная почва с псевдоформами, сформированная на песках древней фазы дефляции, 5 - желтовато-палево-желтый песок, 6 - желтый песок, 7 - суглинок, 8 - верховодка и грунтовая вода, 9 - капиллярная кайма, 10 - степная растительность, 11 - луговая растительность.

Таблица 30. Гранулометрический состав и водно-физические свойства дерново-степных связнопесчаных почв Доно-Арчдинского массива

Горизонт и глубина образца, см	Гу- мус, %	Водонепро- ни- цаемость, мм/мин	Содержание частиц, %, диаметр частиц, мм								ρ_s , г/см ³	Порис- тость общая, %	НВ, %		
			потеря от HCl	0,5- 0,25	0,25- 0,10	0,10- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001	< 0,001				< 0,01	
				Р. 100. Недефирированная											
A 0-10	0,67	3,3	0,1	4,7	44,9	43,8	1,6	0,6	1,2	3,2	5,0	2,58	39,2	7,0	
B 30-40	0,27		0,3	4,5	42,8	47,4	1,5	0,1	0,4	3,0	3,5	1,60	38,5	6,2	
BC 70-80	0,10		0,1	3,7	47,5	46,5	0,2	0,1	0,1	1,8	2,0	1,66	2,63	36,9	
C 110-120	-		0,2	2,1	40,8	54,1	0,1	0,1	0,4	2,2	2,7	1,68	2,65	36,6	
Р. 260-VI. Слабодефирированная (до 1/2 гор. А) и глубокопогребенная (зол. - 82 см)															
Эол. 0-10	0,61	5,1	0,03	17,7	61,2	18,6	0,2	0,3	0,6	1,4	2,3	1,69	2,65	36,2	3,0
Эол. 20-30	0,48		0,04	15,0	59,1	23,3	0,4	0,1	0,8	1,3	2,2	1,67	2,65	37,0	3,0
Эол. 50-60	0,47		0,1	5,7	59,4	32,2	0,4	0,2	0,7	1,3	2,2	1,63	2,65	39,1	3,7
Эол. 70-80	0,37		0,1	2,6	51,9	42,6	0,4	0,2	0,3	1,9	2,4	1,60	2,64	39,4	3,7
A 82-87	0,71		0,6	8,1	54,6	30,9	1,0	1,3	1,4	2,1	4,8	1,59	2,63	39,7	5,7
B 87-96	0,63		0,3	7,0	53,7	33,9	0,7	0,9	1,4	2,1	4,4	1,62	2,65	39,0	5,5
C 125-135	-		0,3	4,6	63,3	29,3	0,1	0,4	0,6	1,4	2,4	1,65	2,65	37,8	3,6
Р. 217-IV. Двухъярусная почва: сверху - маломощная песчаная почва (I); погребена дерново-степная мощная слабодефирированная почва (II)															
IA 3-12	0,61	-	0,4	10,0	50,2	34,2	1,4	0,4	0,7	2,7	3,8	1,56	2,63	40,7	4,5
B 21-29	0,32		0,1	7,2	52,7	34,2	0,6	0,3	0,3	2,8	3,4	1,58	2,63	40,0	4,4
C 33-48	0,23		0,2	8,0	51,3	37,0	0,8	0,1	0,7	1,9	2,7	1,62	2,65	38,8	6,2
B 74-84	0,19		0,4	11,0	50,6	33,8	1,4	0,1	0,5	2,2	2,8	1,63	2,67	38,9	4,3
C 127-137	-		0,1	9,8	45,2	42,0	1,1	0,2	0,9	0,7	1,8	1,65	2,66	38,0	3,6
Р. 424-IV. Трехъярусная почва: сверху - маломощная (I); погребены маломощная песчаная почва (II) и дерново-степная мощная (III)															
IA 0-10	0,49	5,4	0,3	11,4	50,0	32,0	2,5	0,3	0,7	2,8	3,8	1,58	2,66	41,6	4,4
BC 30-40	0,25		0,2	9,7	49,8	36,1	1,2	0,1	0,6	2,3	3,0	1,58	2,66	41,6	3,8
IIA 50-60	0,33		0,1	14,3	49,2	31,4	0,7	0,7	0,5	3,1	4,3	1,62	2,67	39,3	3,7
BC 64-74	0,15		0,1	13,5	49,9	32,5	0,8	0,6	0,7	1,9	3,2	1,63	2,67	38,9	3,6
IIIB 75-85	0,15		0,1	13,2	44,4	37,5	0,9	0,8	0,5	2,6	3,9	1,63	2,68	39,1	4,3
BC 110-120	0,14		0,1	13,6	43,7	38,2	0,9	0,5	0,5	2,5	3,5	1,63	2,65	37,7	3,7
C 150-160	-		0,2	8,4	46,7	42,7	0,1	0,1	0,1	1,7	1,9	1,65	2,66	36,8	3,5

гребенные связнопесчаные почвы почти не увеличивают запасов влаги в вышележащих золовых наносах. Однако если под золовым песчаным наносом имеется на корнедоступной глубине погребенная почва с наличием гумусовых горизонтов, то лесорастительные условия такой почвы все-таки лучше, чем если золовый нанос налегает на безгумусный песок гор. С. Кроме положительной роли гумуса как источника азотной пищи имеет значение меньшая плотность и повышенная влагоемкость НВ погребенных почв. Корни сосны в этом горизонте обычно образуют второй (кроме верхнего) ярус ветвления.

Плодородие молодых дерново-степных почв зависит от степени сохранности под ними древней почвы, мощности золовых наносов, а также мощности и гумусности вновь формирующегося гор. А. Глубокопогребенные (глубже 100 см) гумусовые горизонты древних почв не обогащаются ежегодно свежей органикой, а прежде накопленный (до дефляции и погребения) перегной распадается и вымывается в лежащие глубже слои песка. Содержание гумуса в давно и глубоко погребенных почвах заметно пониженное (см. табл. 30, р.217 (IV; 424(IV)). Плотность глубоко погребенных почв такая же высокая, а пористость такая же низкая, как и в золовых наносах песка.

Содержание влаги в многоярусных почвах ниже по сравнению с незеродированными почвами. На таких многоярусных почвах при доступной глубине грунтовых вод культуры сосны растут по I–II классу бонитета, между кулисными насаждениями сосны 1910 г. в понижениях сохранились природные березовые и дубовые колки (см. рис. 36). Там, где верховодка и суглинок располагаются на недоступной для древесных корней глубине 5–10 м (правая часть профиля), то культуры сосны 1941 г. растут лишь по III классу бонитета [Гаель, Смирнова, 1973].

Разрушенные и погребенные песчаные почвы встречаются не только в автоморфных условиях. Нередко торфянисто-болотные почвы в ольховых, дубовых и березовых колках погребены одним-двумя ярусами песчаных наносов. Данные гранулометрического состава и содержания гумуса такой многоярусной почвы приводятся в табл. 31. В двух нижних ярусах торфянисто-глеевых почв гор. А мощностью 10–20 см. В нижнем из них обнаружена пыльца березы с примесью пыльцы сосны, по-видимому, раннеголоценового возраста [Гаель, 1980]. В верхнем ярусе содержание сосновой пыльцы увеличивается, присутствует пыльца ели, споры сфагнома и папоротника ужовника, что характерно для среднего голоцена (8–5 тыс. лет), когда сосновые леса по пескам в долинах Днепра и Дона доходили до их низовий. Торфянистые почвы погребены в позднем голоцене (3,5 тыс. лет) золовыми наносами песка. На наносах формировалась дерново-луговая почва с гор. А мощностью 10–12 см, но в эпоху кочевников, а затем и оседлого казачьего населения Дона она была разбита скотом и развеяна. На современных наносах песка (170–70 лет) формируется примитивная почва с гор. А 2–5 см. Близость грунтовых вод (2–2,5 м) и значительная амплитуда их колеба-

Таблица 31. Гранулометрический состав и содержание гумуса в золо-
вых наносах с примитивными почвами(I и II) и в погребенной торфянисто-
болотной оглеенной почве (III) под культурами ольхи черной на Дону (Ка-
ланчевское лесничество, Волгоградская область)

Горизонт почвы, см			Содержание фракций, %; диаметр частиц, мм									Гу- мус, %
			Потеря от HCl	1- 0,5	0,5- 0,25	0,25- 0,10	0,10- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,001	< 0,001	< 0,01	
I	A1	0-2	0,9	1,9	16,3	59,4	13,6	4,6	2,2	1,1	3,3	1,4
	C	5-6	0,3	0,7	15,5	61,3	11,9	7,9	1,7	0,7	2,4	0,8
	C	7-11	0,1	0,7	15,2	68,2	8,2	5,3	0,9	0,4	1,3	-
	C	25-50	0,2	1,8	15,5	68,6	9,4	2,4	1,1	1,0	2,1	-
	C	80-100	0,2	0,1	21,9	61,9	5,6	0,6	1,8	0,9	2,7	0,5
II	A1	125-135	0,1	1,6	27,4	45,9	8,6	8,5	5,8	1,1	6,9	5,2
	BC	140-160	0,9	2,6	28,7	50,1	6,4	7,7	4,2	2,4	6,6	2,7
	C	180-200	0,9	2,1	21,3	58,6	8,5	5,3	1,5	1,8	3,3	0,6
III	A1	280-300	1,6	1,9	23,8	49,8	9,2	5,4	5,0	3,3	8,3	2,5

ния обуславливает в этом супераквальном ландшафте частую смену окислительно-восстановительных процессов и оглеение распространяется почти до поверхности наносного песка. Гранулометрический состав наносов и погребенных почв показывает преобладание (55-75%) фракции мелкого песка (0,25-0,10 мм). Содержание физической глины в наносах не более 2-3%, и даже в погребенных почвах не более 7%. Гумуса в гор. А примитивной почвы 1,4%, в погребенной верхней торфянистой почве до 5% и в более древней нижней только 2%. Реакция слабокислая (рН 5-6), в погребенных почвах близка к нейтральной (6,0-6,8). Гидролитическая кислотность соответственно 0,5-1 и до 6,0 мг-экв на 100 г почвы. Емкость поглощения от 3-4 до 5,5 мг-экв на 100 г почвы. В составе обменных оснований кальций и магний (2,5-2 мг-экв) преобладают над водородом. Степень насыщенности основаниями в наносах 40-60%, а в погребенных почвах 60-80%. Соляной кислотой (20%) извлекается железа: из наносов 5 мг, из погребенных почв 318 мг Fe₂O₃ на 100 г, тем больше, чем богаче наносы и почвы глинистыми частицами.

Элементами питания примитивные почвы бедны, азота в них найдено всего 0,05-0,15% по сравнению с 0,2-0,3% в торфянистых почвах, однако, судя по узкому отношению C:N - 3-6, гумус относительно богат азотом. Фосфора валового в наносах 1-3 мг, в торфянистых почвах 3-7 мг на 100 г. Калия валового 0,10-0,15 мг, а растворимого 1-3 мг в наносах и 3-4 мг на 100 г в погребенных почвах [Гаель, 1980].

Близководные пески с погребенными почвами в степи высоко продуктивны и еще Г.Н.Высоцкий [1927] настоятельно рекомендовал использовать такие пески под лесные культуры, главным образом черную ольху.

15.6. Пески Нижнего Днепра (Олешские)

В устье Днепра массивы бугристо-грядовых (дюнных) песков – арен – чередуются с долинообразными понижениями – подами. На дерново-боровых связнопесчаных почвах с псевдофибрами (А-В-ВС – 70–80 см) с раннего голоцена здесь существовали сосновые боры, а когда их не стало, почвы остепнились. Частично уцелели по близководным котловинам меж бугров и гряд березовые, черноольховые и даже дубовые колки.

Эти аренные леса вместе с пойменными ветловниками составляли часть “лесной страны Гилеи” [Гордиенко, 1969; Кириков, 1981]. Лугово-степная растительность на черноземовидных супесчаных почвах подов (А-В1-В2-(В_к)-ВС-С) использовалась под выпас скота и для сенокошения, а затем была вытеснена полевыми, огородными плодовыми культурами.

В результате многократного и чрезмерного выпаса дерново-степные связнопесчаные почвы оказались здесь еще более разбитыми и развеянными, чем на Дону, в среднем на глубину около 1 м, как это можно установить по сохранившимся в песках гор. С псевдофибрам (рис. 37).

В перевейных золовых наносах, мощность которых достигает иногда четырех метров (р. 19, табл. 32), содержание физической глины не превышает 2–2,4%, а по гранулометрическому составу пески – средне-мелкозернистые, хорошо сортированные. Гумуса в таких отвейных от глинистых частиц песках содержится ничтожно мало – от 0,3 до 0,05% (р.р. 19, 2). В глубоко и издавна погребенных дерново-степных песчаных почвах содержание глинистых частиц также низкое 2,9–2,7%. В почвах, развеянных и погребенных в современную фазу дефляции содержание физической глины достигает 6 и даже 11% и гумуса до 1% (р. 23). Лесорастительные условия на таких участках улучшаются. Еще лучшие условия для роста лесных пород складываются на небольших пониженных участках с уцелевшими от развеивания черноземовидными супесями, подстилаемыми на корнедоступной глубине лёссом (р. 7).

Бесплодные кварцевые пески долго не зарастают. Медленно надвигаясь крутыми склонами на котловины выдувания, они засыпают самосев кустарниковых ив и березы, появляющийся во влажные годы на выпотах капиллярной влаги. Лишь некоторые из этих пород прорастают 5–7-метровую толщу золового песка, образуя придаточные корни на засыпанных стволиках и со временем оказываются растущими на вершинах дюн. Создать на таких развеваемых песках лесные насаждения – задача чрезвычайно трудная.

Работы по закреплению нижнеднепровских песков начались в 1834 г, когда было создано Олешковское лесничество. Но лишь с 1950-х годов стало возможным механизировать лесокультурные работы и был разработан новый метод сплошного облесения бугристых песков (сосна крымская здесь устойчивее сосны обыкновенной) посадкой сеянцев ря-

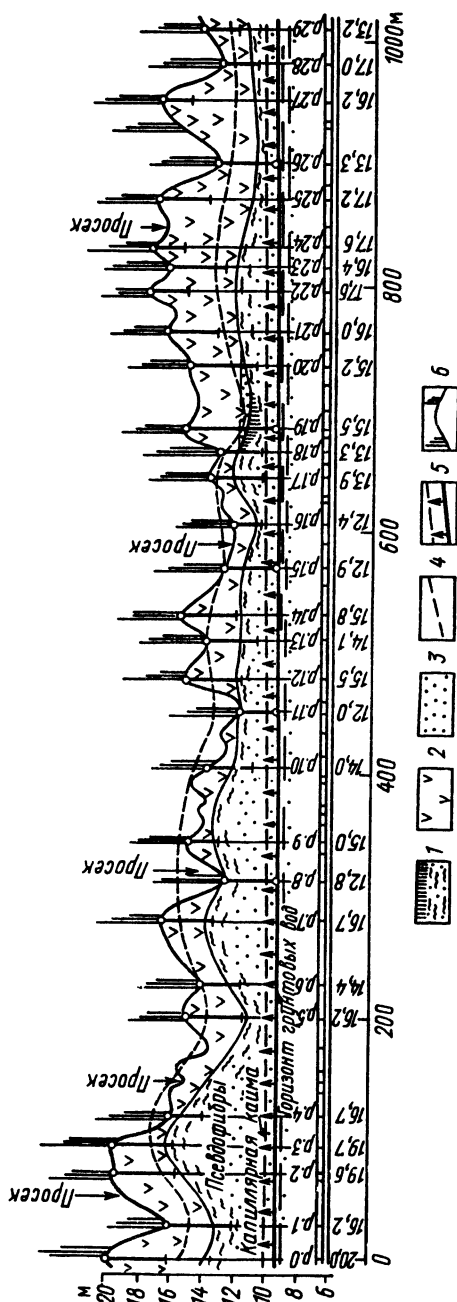


Рис. 37. Профиль через участок надпойменной террасы р. Днепра (Олешчанская арена), 1974 г.

1 – дерново-стенные связнопесчаные почвы с псевдофибрами, в последние 5–4 тыс. лет они многократно разбивались скотом и были развезены, 2 – золотые наносы песка эпохи кочевников, 3 – золотые наносы песка эпохи кочевников и оседлого населения, 4 – поверхность дерново-стенных почв до их антропогенной дефляции, 5 – уровень грунтовых вод с капиллярной каймой над ними, 6 – средняя высота сосенок лучшего, удовлетворительного и плохого роста.

Таблица 32. Гранулометрический состав и содержание гумуса в почвах на песках нижнего Днепра

Горизонт почвы, см	Потеря от обработки HCl, %	Содержание фракций, %; диаметр частиц, мм										Гумус, %	
		1,0– 0,5	0,5– 0,25	0,25– 0,10	0,10– 0,05	0,05– 0,01	0,01– 0,005	0,005– 0,001	< 0,001	<			
Р.19. Уроч. “Маяк”. Культуры сосны обыкновенной 10 лет на разбитых бугристых песках современной фазы дефляции, (зол), подстилаемых с глубины 3,9 м погребенной дерново-степной почвой (II)													
I	Эол.	2–15	0,61	2,5	32,4	52,7	10,5	1,0	0,4	0,3	0,2	0,9	0,13
	Эол.	50–70	-	0,8	21,5	72,7	3,3	0,1	следы	1,3	0,3	1,6	0,05
	Эол.	125–150	-	2,0	26,2	65,2	3,9	0,04	0,08	следы	1,7	1,8	0,03
	Эол.	200–250	0,69	1,3	21,8	71,5	3,4	0,08	следы	0,3	1,6	1,9	0,06
	Эол.	280–300	-	1,8	18,5	71,8	6,1	0,06	0,1	0,1	1,5	1,7	
II	Эол.	330–350	0,71	4,2	26,1	58,6	8,1	0,9	0,3	0,5	1,3	2,1	
	Эол.	350–370	-	3,7	26,0	45,4	21,7	1,0	0,4	0,7	1,1	2,2	
	Эол.	370–390	-	2,1	20,5	56,0	18,0	0,9	0,5	1,6	0,4	2,4	
П	A1	390–410	0,76	3,7	26,3	48,3	17,6	1,0	0,5	0,9	1,6	3,0	
П	B	410–425	-	3,5	22,7	52,3	17,8	0,9	0,3	1,0	1,4	2,7	
П	BC	425–440	-	3,4	23,0	48,2	22,5	0,8	0,2	0,4	1,6	2,1	
П	BC	440–460	0,56	5,7	24,3	45,1	22,7	0,5	следы	0,3	1,4	1,7	
П	C	460–490	-	4,0	32,4	46,9	15,4	0,5	0,02	0,1	0,7	0,8	
Р. II. Котловина выдувания. Обнажен песок горизонта С с псевдофибрами, сверху прикрыт наносом (15 см)													
1)		30–80	0,57	7,9	29,5	46,3	11,4	0,4	следы	0,2	4,3	4,5	
2)		30–80	0,20	8,2	24,2	46,4	19,0	0,4	0,2	0,3	1,3	1,8	
Р. 2. Уроч. “Маяк”. Вершина бугра, сложенного до глубины 3,7 м золовым песком со следами остаточного гумуса													
	Эол.	5–15	-	0,5	15,5	65,6	16,1	0,2	0,1	0,2	1,8	2,1	0,10
	Эол.	80–100	0,55	1,1	19,0	60,1	5,6	11,7	следы	0,9	1,6	2,5	0,04
	Эол.	220–240	-	3,4	27,7	55,1	11,8	следы	следы	0,5	1,5	2,0	0,04

Таблица 32 (окончание)

Горизонт почвы, см	Потеря от обработки HCl, %	Содержание фракций, %, диаметр частиц, мм								Гумус, %
		1,0– 0,5	0,5– 0,25	0,25– 0,10	0,10– 0,05	0,05– 0,01	0,01– 0,005	0,005– 0,001	< 0,001	
Р. 23. Гладковское лесничество. Вторичная песчаная степь. Бугристые пески современной фазы дефляции.										
A1	0–5	2,3	36,4	46,9	10,7	1,6	следы	0,5	1,6	2,1
Эол.	10–15	1,8	25,4	52,0	18,0	0,9	следы	0,4	1,5	1,9
Эол.	30–50	2,1	30,8	49,9	14,8	0,8	следы	0,3	1,3	1,6
Эол.	100–110	1,1	29,7	52,1	14,2	следы	1,6	0,1	1,2	2,9
П A1	205–220	3,2	27,0	44,2	13,6	1,0	5,5	1,4	4,1	11,0
П A1	240–250	3,7	29,2	43,1	12,0	5,9	0,7	1,4	4,0	6,1
D	280–300	1,1	10,5	12,5	29,0	19,9	4,5	4,7	17,8	27,0
Р. 7. Черноземовидная легкосупесчаная почва, подстилаемая лесом в насаждении белой акации.										
A1	2–12	2,2	42,7	21,7	19,6	8,1	2,9	1,7	1,1	5,7
A1	15–23	2,0	27,3	36,5	19,5	8,6	2,0	1,9	2,2	6,1
B	30–45	2,5	23,1	48,6	17,5	11,4	1,9	2,8	2,1	6,8
B	75–90	2,0	21,8	40,6	17,2	9,8	1,8	3,7	3,1	8,6
B	115–135	2,1	18,4	42,1	18,5	8,9	0,8	5,5	3,7	10,0
B2	145–175	2,0	18,1	28,4	19,4	16,5	2,6	6,8	6,2	15,6
D _к	190–230	1,5	15,2	22,2	15,0	23,5	6,0	10,3	6,3	22,6
C _к	280–300	2,6	29,0	47,0	8,7	5,2	1,7	3,4	2,4	7,5
C _к	320–360	2,0	50,2	30,0	12,2	2,7	0,6	0,6	1,7	2,9
										0,07

1) – Псевдофибры

2) – Песок между псевдофибрами

дами через 3 м и с оставлением (на три-четыре года) в междурядьях псаммофильного травостоя для защиты посадок от выдувания и засыпания песком.

Рост и долговечность культур хвойных и лиственных пород неодинаковы и зависят от лесорастительных условий. На песках, отвеянных от глинистых частиц и гумуса, сосна на вершинах и склонах высоких бугров растет плохо – по V классу бонитета и лишь в межбугровых котловинах, также на эоловых наносах песка – по IV классу. На песках, еще сохранивших хотя бы 0,1% гумуса или хотя бы псевдофибровый горизонт, сосна даже на вершинах и склонах высоких бугров растет по III классу бонитета, почти не отличаясь по росту от сосны на эоловых наносах песка в межбугровых котловинах с доступной для корней глубокой грунтовой вод. Лишь в самых глубоких выдувах, на обнаженных в результате дефляции аллювиальных безгумусных уплотненных бесплодных песках рост сосны – карликовый (V-а класс бонитета) даже при оптимальной глубине грунтовой вод 1,8–1,2 м.

В настоящее время на Нижнем Днепре удалось облесить почти 90 тыс. га песков, создать на песчаных и супесчаных почвах 13 тыс. га садов и виноградников и получать на песках после планировки бугристого рельефа, внесении в верхний 30-сантиметровый слой песков торфа и минеральных удобрений с орошением дождеванием из скважин высокие урожаи многолетних трав [Виноградов, 1980].

Заключение

Авторами разработан и широко применен комплексный метода изучения песчаных почв с закладкой профилей инструментальной нивелировки с нанесением рельефа, стратиграфии пород, горизонта грунтовых вод и верховодки, почвенного и растительного покровов, разработана методика картирования по типам песков на основе выявленных закономерностей сочетания их в экологических рядах. Профили инструментальной нивелировки, заложенные через долины рек от Забайкалья до Днепра, позволили выявить широкое развитие процессов переноса песка в климатогенные фазы дефляции плейстоцена и в антропогенные фазы дефляции голоцена. Установлен возраст песчаных степных почв в связи с фазами дефляции, их генезис и эволюция: 1) примитивные и маломощные рыхлопесчаные почвы формируются по гумусово-аккумулятивному дерновому типу на наносах песка антропогенных фаз дефляции в позднем голоцене; 2) дерново-степные среднемощные связнопесчаные почвы с псевдофибрами формировались с начала и в течение всего голоцена на наносах климатогенной дефляции 16–12(10) тыс. л.н.; 3) черноземовидные мощные супесчаные почвы с ортзандами или без них формировались на древнеаллювиальных или на эоловых песках, навешанных с низких песчаных террас на суглинки высоких надпойменных террас и водоразделов около 65–40, 24–18, 16–12 тыс. л.н., Возникшие на наносах песка мощные черноземовидные почвы гетерохронны и полигенетичны: верхняя половина их с гумусовым горизонтом A+ВI формировалась, по-видимому, в голоцене, а нижняя половина – с ожелезненным и оглиненным гор. В2 и ортзандами является реликтом дерново-мерзлотного тундрового почвообразования в плейстоцене. Почвы еще более древние не сохранились: они были развеяны или погребены отложениями делювиального суглинка, смываемого в плейстоцене с водоразделов на террасы.

На кварцевых песках полупустынь и пустынь Приаралья (Барсуки, Каракумы) и на полиминеральных карбонатных песках Турана Северного (Балхашские, Причуйские массивы) и Южного (Кызылкумы, Каракумы закаспийские) в зависимости от возраста песчаных наносов, высоты и степени расчлененности эоловых форм рельефа, тысячелетних колебаний аридности и гумидности климата и изменений состава растительного покрова формировались в автоморфных условиях почвы: на крупногрядовых эоловых песках и шлейфах, навешанных на коренные

породы или на подгорные суглинки – плейстоцен-голоценовые серо-бурые пустынные мощные связнопесчаные (до супесчаных) почвы с горизонтом крупных карбонатных конкреций; на невысоких грядовых, бугристых и ячеистых песках – голоценовые дерново-пустынные среднеспособные связнопесчаные почвы с мелкими конкрециями; на барханных песках антропогенных фаз дефляции – позднеголоценовые дерново-пустынные слабодифференцированные и примитивные почвы.

В работе подробно охарактеризованы минералогический, гранулометрический состав, физико-механические, физические и водные свойства песков и легких почв, закономерности движения воды в песках и ее доступность для растений, тепловые свойства песков. Рассмотрены грунтовые воды в песках, их происхождение, динамика уровня – многолетняя, сезонная и суточная, дана оценка критической и оптимальной глубины грунтовых вод для разных растений, Освещены вопросы формирования рельефа, растительности и почвенного покрова на песках.

Предложена для обсуждения классификационная схема песчаных почв на песках разного минералогического состава. Разработана классификация легких почв по степени дефлированности и глубине погребенности золовыми наносами разного возраста и оценка песчаных территорий по соотношению на них участков разной степени дефлированности – от слабой до очень сильной – бугристых песков. Выделены типы песчаных территорий (ландшафтов) коренных и производных Разработана оценка лесорастительных условий песков степной зоны, даны рекомендации по их облесению и сельскохозяйственному освоению.

Список литературы

- Абрамова Т.А., Турманова В.И.* Реконструкция климатических изменений последнего тысячелетия в Прикаспии. Изв. Всес. географ. об-ва, 1982, Т. 114, № 3.
- Александровский А.Л.* Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М., 1983.
- Андрейчук А.Л.* О движении эрозийной частицы в почво-воздушном потоке. Вестн. с.х. наук. Алма-Ата, 1971, № 6.
- Аристархова Л.Б., Федорова И.А.* Флювиальный рельеф Прикаспийской пустыни как индикатор ее морфоструктуры. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр., 1983, № 4.
- Арнагельдыев А., Костюковский В.И.* Пустыня Каракум. М., Наука, 1985.
- Артюшенко А.Т.* Растительность лесостепи и степи Украины в четвертичном периоде. Киев, 1970.
- Ахромейко А.И.* Физиологическое обоснование разведения сосны в степях. Бузулукский бор. М.-Л., Т. III, 1950.
- Бабаев А.Г., Витковский Т.П.* Гидрологические условия и ресурсы пресных вод Каракумов. Проблемы освоения пустынь. 1985, № 2.
- Бабаев А.Г.* Стратегия комплексного изучения и освоения пустынь СССР. Проблемы освоения пустынь. 1986, № 5.
- Белосельская Г.А.* Вертикальная дифференциация ландшафтов Большой Венгерской и Приднепровской низменности. Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр., 1973, № 1.
- Березовук Л.С., Юнанде В.П.* Четвертичные отложения Бузулук-Самарского междуречья и их палинологическая характеристика. Плиоцен. и плейстоцен. отл. Поволжья и Юж. Приуралья, Саратов, 1982.
- Благовещенский Э.Н.* Водный режим почвогрунтов в пустынях Средней Азии. Сталинабад, 1958.
- Болиховская Н.С.* Палеологическое изучение позднеплейстоценовых отложений на юго-востоке Русской равнины. Тр. Зап. Сиб. геол.-разв. нефт. ин-та, 1983, № 179.
- Брысова Л.П.* Режим влажности песчаных почв Прииртышья. Тр. Лаборатории лесоведения АН СССР. 1962, Т. IV.
- Будыко М.И.* Глобальная экология. М., Гидрометиздат, 1977.
- Буш М.К.* К вопросу облесения дюнных песков в Латвийской ССР. Вопросы облесения и закрепления песков. Вильнюс, 1957.
- Буш К.К.* Влияние продолжительности произрастания леса на морфологию почв приморских дюн Латвийской ССР. Лесные почвы. Красноярск, 1968.
- Быстрыков Г.М., Кулинская Е.В.* Почвы степных криоген-аридных ландшафтов Колымы и Индигирки. География и генезис почв Магаданской обл. Владивосток, 1980.
- Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М., 1986.
- Вайчис М.В., Руткаускас А.Ю.* Запасы питательных веществ в почвах и их влияние на производительность сосновых и еловых лесов Литвы. Почвоведение. 1971, № 2.

- Вальков В.Ф., Фисков А.И. О бонитировке почв под виноградниками. Виноделие и виногр. СССР. 1980. № 7.
- Вальков В.Ф., Фисков А.И. Влияние механического состава почв на урожайность и качество винограда. Почвоведение. 1981, № 8.
- Варуцено А.Н. Статистика выраженных в рельефе четвертичных береговых линий Каспия, его площади и объема при позднеплейстоценовых и голоценовых трансгрессиях и регрессиях. Палеогеогр. Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Мат-лы совещ., М., 1983, Ч. 1.
- Варуцено А.Н., Клизе Р.К. Изменение уровня Каспийского моря в плейстоцене и голоцене. Колебания увлажнения Арало-Каспийского региона в голоцене. М., Наука, 1980.
- Васильев А.М. Исследования физических свойств почвы. Кишинев, 1952.
- Васильев Ю.М. Отложение перигляциальной зоны Восточной Европы. М., 1980.
- Вашенко И.М. Влияние физических свойств черноземовидных супесчаных почв на корневую систему плодовых растений. Почвоведение. 1973, № 1.
- Вейсов С.В. Влияние растительного покрова на перемещение песков. Проблемы освоения пустынь. 1968, № 3.
- Вейсов С.В. Динамика рельефа барханных песков. Ашхабад. 1976.
- Величко А.А. Природные процессы в плейстоцене. М., 1973.
- Величко А.А. Широкая асимметрия в составе компонентов ландшафтов в Северном полушарии. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 5.
- Виноградов В.Н. Освоение песков. М., 1980.
- Виппер П., Дорофеюк Н., Лийва А. и др. Палеография голоцена и верхнего плейстоцена Центральной Монголии. Изв. АН СССР. Сер. биол., 1981.
- Волковинцер В.И. Экология и основные черты генезиса степных почв холодных аридных регионов СССР. Тез. докл., V съезда ВОП, Минск, вып. 4., 1977.
- Воронин А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. М., 1984.
- Воронин А.Д. Основы физики почв. М., 1986.
- Воронков Н.А. Влагооборот и влагообеспеченность сосновых насаждений. М., 1973.
- Воронков Н.А. Роль леса в охране вод. Л., 1988.
- Высоцкий Г.Н. О гидрологическом значении лесов для России. СПб., 1911.
- Высоцкий Г.Н. Наши южные арены и проект их культуры. С.х. опыт. дело. 1927, № 1.
- Высоцкий Г.Н. Учение о лесной петринении. Избр. тр. М., 1960.
- Гаель А.Г. Облесение бугристых песков Приаралья. М., 1951.
- Гаель А.Г. Облесение бугристых песков засушливых областей. М., 1952.
- Гаель А.Г. Близководные пески засушливых областей и их облесение ольхой черной и сосной. Лесоведение, 1980, № 3.
- Гаель А.Г. Материалы к истории освоения песчаных степей в связи с дефляцией и развитием почв на разновозрастных наносах песка. Проблемы изучения истории современных биогеоценозов. М., 1984.
- Гаель А.Г. О разновозрастных почвах на песках аридных областей СССР. Проблемы освоения пустынь. Сообщ. 1. 1988, Сообщ. 2. 1988.
- Гаель А.Г., Грищенко М.Н., Хабаров А.В. Минералогический состав и возраст погребенных почв на песках степного Дона. Почвоведение. 1975. № 5.
- Гаель А.Г., Гумилев Л.Н. Разновозрастные почвы на песках Дона и передвижение народов за исторический период. Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1966. № 1.
- Гаель А.Г., Маланьин А.Н. Почвы лесных колков на песчаных террасах степного Дона. Почвоведение. 1971. № 8.

- Гаель А.Г., Польский М.Н., Савостьянов В.К. Материалы к изучению ветровой эрозии почв в Хакасии. Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 1. М., 1970.
- Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф. О фазах дефляции и их изучение в хозяйственном освоении песков Среднего Дона. Вторая межвуз. науч. отчетн. конф. М., 1963.
- Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф. Особенности степных почв как объекта для облесения. Лесоведение. 1974. № 6.
- Гаель А.Г., Судницын И.И. Режим почвенно-грунтовых вод сосновых насаждений Доно-Арчединского песчаного массива. Лесоведение. 1971. № 5.
- Гаель А.Г., Трушковский А.А. Возраст и классификация почв на золовых песках. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 4.
- Гаель А.Г., Хабаров А.В. Закономерности распределения минералов в почвах Терского песчаного массива. Почвоведение. 1969. № 4.
- Гаель А.Г., Хабаров А.В. Минералогический состав и некоторые свойства эродированных ветром почв степного Заволжья. Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 2. М., 1972.
- Гаель А.Г., Хабаров А.В. Особенности почвообразования и минералогический состав почв на песках пустынь Кызылкум. Почвоведение. 1978. № 7.
- Гаель А.Г., Хабаров А.В. Почвенно-экологическая характеристика Центрально-Каракумского стационара. Особенности песчаных почв и их использование. М., 1979.
- Гаель А.Г., Хабаров А.В. Почвы на песках Минусинских ленточных боров и их минералогический состав. Почвоведение. 1981. № 12.
- Гаель А.Г., Чижикова Н.П. О многоярусных разновозрастных почвах на песчаных террасах р. Хопра. Научн. Докл. Высш. Школы. Биолог. Науки. 1972. № 5.
- Герасимов И.П. Гидротермические факторы почвообразования. Л., 1959.
- Герасимов И.П. Об абсолютном и относительном возрасте почв. Почвоведение. 1969. № 5.
- Гладкий А.С. О классификации песчаных почв по механическому составу в агролесомелиоративных целях. Борьба с эрозией почв. Республ. совещ. Киев. 1962.
- Глазовская М.А. Почвы мира. 1975.
- Глазовский Н.Ф. Ветроэнергетические условия миграции вещества в аридной зоне СССР. ДАН СССР. 1984. Т. 27. № 5.
- Глобус А.М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л., 1969.
- Головянко З.С. Причины усыхания сосновых насаждений. Киев, 1949.
- Гордиенко И.И. Олешские пески и биогеоценоотические связи в процессе их зарастания. Киев, 1969.
- Горелов С.К. и др. Анализ рельефа и глубинной структуры аридных областей. М., 1985.
- Горшенин К.П. География почв Сибири. Омск, 1933.
- Григорьев Ю.Ю. Грунтовые воды и типы леса. Лесное хоз-во. 1986. № 5.
- Грищенко М.Н. К вопросу о происхождении песчаных отложений речных террас. Тр. Воронеж. Ун-та. Сер. геол. Т. 50, 1959.
- Гречин И.П. Некоторые итоги и дальнейшие задачи изучения кислородного режима почв. Изв. ТСХА. 1970. № 1.
- Грумм-Гржимайло Г.Е. Рост пустынь и гибель пастбищных угодий. Изв. Всес. Геогр. Об-ва. 1933. № 5.
- Гумилев Л.Н. Гетерохронность в увлажнении Евразии в древности. Вестн. ЛГУ. Вып. 1,3. 1966. № 6.
- Гумилев Л.Н. Изменение климата и миграция кочевников. Природа. 1972. № 4.
- Гунин П.Д., Дедков В.П. Экологические режимы пустынных биогеоценозов. М., 1978.

- Гунин П.Д., Вейсов С.В., Радзиминский П.З. Роль Репетекского биосферного заповедника в решении задач охраны природы в условиях пастбищного землепользования. Проблемы освоения пустынь. 1985. № 4.
- Даулетас М.С. Закрепление и облесение приморских песков Литовской ССР. Каунас. 1967.
- Дедков В.П. О механизме формирования влагозапаса в почвогрунтах экологических ниш доминантов растительных сообществ Каракумов. Влажность почв в Каракумах. Проблемы освоения пустынь. 1987. № 5.
- Дерягин Б.В., Мельников М.П. Экспериментальные исследования передвижения воды в почве под влиянием градиентов концентрации растворимых веществ, температуры, влажности. Докл. VI Межд. Конгресса почвовед. Физика почв. М., 1956.
- Динесман Л.Г. Изменение численности копытных в степях европейской части СССР. Бюлл. Моск. Об-ва испыт. природы, отд. биол. 1982. Вып. 7. № 2.
- Добрин Л.Г. Основные закономерности динамики бархана и их практическое значение. Автореф. дис. канд. биол. наук. Ашхабад, 1965.
- Добровольский В.В. География и палеогеография и коры выветривания СССР. М., 1969.
- Добродеев О.П. Ископаемые почвы - летопись природы. Природа. 1972. № 10.
- Добродеев О.П. История почвообразования и палеогеография почв Русской равнины в плейстоцене. Автореф. дис. д-ра биол. наук. М., 1973.
- Добряков Н.Ф. Воздухопроницаемость почвы и методы ее определения. Сб. науч. работ Перм. с.х. ин-та. 1937. Т. VI.
- Докучаев В.В. Наши степи прежде и теперь (1892). Соч. Изд-во АН СССР. М.-Л. 1951.
- Долгов С.И. Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. М.-Л. 1948.
- Дрюченко М.М. Методы облесения Нижнеднепровских песков и перспектива дальнейшей научно-исследовательской работы на них. Облесение и с.х. использ. Нижнеднепровских песков. Киев. 1962.
- Дрюченко М.М. Биологические основы облесения песков на юге УССР. Харьков, 1967.
- Еруков Г.В., Власкова Г.В. К вопросу о передвижении влаги в А1 гумусовых песчаных почвах сосновых лесов Карельской АССР. Плодородие почв сосновых лесов Карелии. Петрозаводск, 1979.
- Еруков Г.В., Морозова Р.М. Тепло и влага почв сосновых лесов заповедника "Кивач". Тр. Гос. Заповедн. Вып. 2. 1973.
- Зайдельман Ф.Р. Подзоло- и глееобразование. М., 1974.
- Зайдельман Ф.Р. Гидрологический режим Нечерноземной зоны. Л., 1985.
- Звонков В.В. Водная и ветровая эрозия земли. М., 1963.
- Знаменский А.И. Растительный покров и колебания грунтовых вод. Почвоведение. 1938. № 9.
- Знаменский А.И. Экспериментальные исследования процессов ветровой эрозии песков и вопросы защиты от песчаных заносов. Мат. исслед. в помощь проект. и строит. Каракумского канала. Ашхабад, вып. 3. 1958.
- Зуева О.В. К вопросу о палеогеографических исследованиях бассейна Арала. Проблемы освоения пустынь. 1987. № 3.
- Зырин Н.Г. К характеристике тонкозернистых фракций почв Беловежской пуши. Вестн. Моск. ун-та. Сер. Почвоведение, 1977. № 3-4.
- Зюзь Н.С. Культуры сосны на песках Юго-востока. М., 1990.
- Иванов А.П. Формирование профиля бархана при ветре одного направления. Проблемы освоения пустынь. 1986. № 3.

- Иванов И.В.* Природная эволюция почв степной зоны в голоцене. Автореф. дис. докт. биол. наук. М., 1988.
- Израэльсон О.* Научные основы и практика орошения. М., 1936.
- Каленов Г.С.* Экологические особенности черного саксаула в зонах тектонических нарушений. Экология. 1986. № 1.
- Кальянов К.С.* Динамика процессов ветровой эрозии почв. М., 1976.
- Кандалова Г.Т.* Мониторинг возрастных спектров ценопопуляций эдификаторов в первичной псаммогенной сукцессии Восточных Каракумов. Проблемы освоения пустынь. 1987. № 5
- Кандалова Г.Т.* Закономерности формирования растительного покрова Восточных Каракумов. Бюл. МОИП. Отд. биол. 1987. Т. 92, вып. 6.
- Капост В.* Химические и физические свойства малоплодородных песчаных почв Латв. ССР и их влияние на рост сосны. Автореф. дис. кан. биол. наук. Рига. 1960.
- Качинский Н.А.* Физика почв. М., ч. 1. 1965, ч. 2., 1970.
- Кириков С.В.* Человек и природа Степного Причерноморья. Антропогенные факторы истории развития современных экосистем. М., 1981.
- Киттредж Дж.* Влияние леса на климат, почвы и водный режим. М., 1951 (пер. с англ.)
- Классификация и диагностика почв СССР. М., 1977.
- Ключарев Н.И.* Правило подветренного склона и распределение покровных эоловых отложений на поверхности борových террас. Геоморфология. 1977. № 1.
- Колосков П.И.* О внутрипочвенной конденсации и сорбции атмосферных паров. Метеорология и гидрология. 1958. № 1.
- Конищев В.П.* Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск. 1981.
- Конке Г., Бертран А.* Охрана почв. М., 1962.
- Косарев М.Ф.* К истории взаимоотношений человека и природы в Западной Сибири. Антропоген: факторы истор. разв. соврем. экосистем. М., 1981.
- Коссович П.С.* Краткий курс общего почвоведения. СПб., 1912.
- Костычев П.А.* Почвы черноземной области России, их происхождение, состав и свойства. СПб., 1886.
- Краснов И.И.* Региональная унифицированная и корреляционно-стратегическая схема четвертичных отложений европейской части СССР. Тр. ВСЕГЕИ. 1967. № 145.
- Кудряшов К.В.* Половецкая степь. Записки Всес. геогр. об-ва, н.с., 1948. Т.2.
- Кулик Н.Ф.* Гидрологические особенности Терско-Кумских песков. Освоение песков. М., 1960.
- Кулик Н.Ф.* Водный режим песков аридной зоны. Л., 1979.
- Кулик Н.Ф.* Изучение фитоэкологических условий песков Кумско-Волжского междуречья. Экологические проблемы освоения пустынь и охрана природы. Ашхабад. 1986.
- Кулик Н.Ф., Зюзь Н.С., Саломахина Г.И.* Опыты устройства искусственных корнеходов и рыхления толщ кварцевых песков методом глубинных взрывов. Бюл. ВНИИагролесомелиорации. Волгоград. 1979. № 2(30).
- Кунин В.Н.* Местные воды пустыни и вопросы их использования. М., 1959.
- Курочкина Л.Я., Момотов Н.И., Акжигитов М.* Динамика растительности туранских пустынь. Ресурсы биосферы пустынь Ср. Азии и Казахстана. М., 1984.
- Курочкина Л.Я., Кузнецов Н.Т.* Экологические аспекты антропогенного опустынивания Приаралья. Проблемы освоения пустынь. 1986. № 5.

- Лавренко Е.М.* Флористический состав перигляциальных степей позднего вюрма в СССР. Изв. АН СССР. Сер. биол. 1981. № 6.
- Лаверов А.П.* О почвах песчаных пустынь Ср. Азии. Особенности песчаных почв и их использование. М., 1979.
- Лактионов Н.И., Муха В.Г., Тихоненко Д.Г.* Зональные особенности формирования почв Украины. Харьков. 1983.
- Лачко О.А.* Водный баланс пастбищных агроценозов в юго-западной части Прикаспия. Проблемы освоения пустынь. 1988. № 2.
- Лебедев А.Ф.* Почвенные и грунтовые воды. М.-Л., 1936.
- Лепехин И.И.* Дневные записки путешествия по разным провинциям Российского государства. СПб., 1771–1805. Ч. 1–4.
- Липский А.Н.* Новые данные по афанасьевской культуре. Вopr. Истоп. Сибири и Дальн. Востока. Новосибирск. 1961.
- Лобова Е.В.* Почвы пустынной зоны СССР. М., 1960.
- Ломачев Н.И.* Влияние Каракумского канала на засоление песчаных почв. Проблемы освоения пустынь. 1986. № 6.
- Лялин С.П.* Ожелезненные неоподзоленные почвы на кварцевых песках в различных природных зонах европейской части СССР. Автореф. дис. канд. биол. наук. М., 1975.
- Лялин С.П., Соколова Т.А.* Состав илистой фракции в неоподзоленных и слабо оподзоленных песчаных почвах южно-таежной подзоны. Вести. Моск. ун-та. Сер. Почвоведение. 1981. № 2.
- Маланьин А.Н.* Бурые почвы в песках Приаральских Каракумов. Проблемы освоения пустынь. 1979. № 4.
- Маланьин А.Н., Сметана Н.Г.* Островные боры Северного Казахстана. Алма-Ата. 1989.
- Мартьянова Г.М.* Радиационный и тепловой режим. Изучен. степных геосистем во времени. Новосибирск. 1976.
- Мельникова М.К., Ковеня С.В.* Применение радиоактивных индикаторов для моделирования процесса лессиважа. Почвоведение. 1971. № 10.
- Мельникова М.К., Нерпин С.В.* Равновесие и передвижение влаги в почве под влиянием силы тяжести при неполном увлажнении. Докл. VI межд. конгр. Почвовед. Сер. Физика почв. М., 1965.
- Методические рекомендации по освоению Нижнеднепровских песков под орошаемое кормопроизводство. Киев. 1983.
- Миронов В.В.* Облесение песков Юго-Востока. М., 1970.
- Мирошниченко Ю.М.* Динамика и продуктивность пустынной растительности. Л., Наука, 1986.
- Михович А.И.* Баланс и динамика влаги в боровых песках. Лесоводство и агролесомелиор. 1969. Вып. 18.
- Молчанов А.А.* Гидрологическая роль сосновых лесов на песчаных почвах. М., 1952.
- Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М., 1981.
- Муромцев Н.А.* Расход влаги из зоны аэрации и грунтовых вод к фронту промерзания почв по данным лизиметрических исследований. Почвоведение. 1986. № 12.
- Научно-технический прогресс в пустыне. Тез. Докл. У Всес. Науч. Конф. Ашхабад, 1986.
- Нерпин С.В., Чудновский А.Ф.* Физика почв. М., 1966.
- Нечаева Н.Т.* Проблемы экологического мониторинга биоты пустынных экосистем. Проблемы освоения пустынь. 1968, № 5.
- Нечаева Н.Т., Шамсутдинов З.Ш., Мухаммедов Г.М.* Улучшение пустынных пастбищ Средней Азии. Ашхабад, 1978.

- Нечаева Н.Т., Антонова К.Г., Мухаммедов Г.М. Продуктивность растительности Центральных Каракумов в связи с различным режимом использования. М., 1979.
- Никитин С.В. Древесная и кустарниковая растительность пустынь СССР. М., 1966.
- Николаев В.А. Проблемы регионального ландшафтоведения. М., 1979.
- Николаева И.Н. Воздушный режим дерново-подзолистых почв. М., 1970.
- Нуннаев А. Режим уровня грунтовых вод в Юго-Восточных Каракумах. Изв. АН ТССР. Сер. Геол. 1966. № 1.
- Нуннаев А.Н. Водный баланс барханных песков в Юго-Восточных Каракумах. Проблемы освоения пустынь. 1979. № 1.
- Обручев В.А. Сыпучие пески Селенгинской Даурии и необходимость их скорейшего изучения. Тр. Троицко-Кяхтинск. Отд. ИРГО. СПб. 1914. Т. 15. № 3.
- Огильви Н.А., Чубаров В.Н. Изучение динамики влаги и процессов ее конденсации в зоне аэрации. Линзы пресных вод пустыни. М., 1963.
- Олюнин В.Н. Существовали ли озера-гиганты в Забайкалье в четвертичное время?. Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1973. № 6.
- Оптимизация водного и азотного режимов почвы. М., 1988 (Судницын И.И., Умаров М.М.).
- Орешкина Н.С. Опыты по изучению свойства подвешенной влаги в песке. Вopr. Агрономич. Физики. Л., 1957.
- Орешкина Н.С. Экспериментальное изучение водоудерживающей способности песчаных и пылеватых фракций. Исслед. в обл. генезиса почв. М., 1963.
- Орлов А.Я. Рост и жизнедеятельность корней сосны, ели и березы в условиях затопления корневых систем. Влияние избыточного увлажнения на продуктивность лесов. М., 1966.
- Орлов А.Н., Кошельков С.П., Взуздаев Н.А. Водный режим сосняков южной тайги. Лесоведение, 1970, № 2.
- Орлов А.Я., Кошельков С.П. Почвенная экология сосны. М., 1971.
- Паллас П.С. Путешествие по разным провинциям Российской империи в 1768-1774 гг. СПб., 1773-1777. Т. 1-5.
- Паракишин Ю.П., Кузнецов О.С. О высоте поднятия и колебаниях капиллярной каймы грунтовых вод в почво-грунтах разного механического состава. Тез. Докл. 8 Всес. съезда почв. Новосибирск, 1989. Т. 1.
- Петров В.И. Солевой режим Терско-Кумских песков под защитными лесными насаждениями. Автореф. дис. канд. биол. наук. Новочеркасск, 1971.
- Петров В.И. Лесомелиорация Прикаспия. Автореф. дис. докт. биол. наук. Волгоград, ВНИАЛМИ, 1989.
- Петров М.П. Водный режим барханных песков и термические условия конденсации влаги в Каракумах. Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1941, № 2.
- Петров М.П. Типы пустынь Азии. Природ. усл. животноводство и кормовая база пустынь. Ашхабад. 1963.
- Петров Е.Г., Смоляк Л.П., Майенер А.Д. Роль грунтового увлажнения в формировании и продуктивности основных фитоценозов Полесья БССР. Лесоведение, 1980, № 2.
- Плешников Ф.И. Температурный режим и лесорастительные свойства длительно сезонномерзлотных почв ленточных боров Минусинской котловины. Почвенный криогенез и мелиорации мерзлотных и холодных почв. Пушино, 1975.
- Полынов Б.Б. Пески Донской области, их почвы и ландшафты. М., вып. 1, 1926, вып. 2. 1927.
- Попов К.П. Миграция паров воды по профилю грунтов и вегетация растений в аридных зонах. Проблемы освоения пустынь. 1988. № 3.

- Почвоведение. М., 1988. (Ковда В.А., Розанов Б.Г.).
- Проскурников С.М.* Результаты экспериментального изучения движения гравитационной пленочной воды в однофазных песках. Тр. ГТИ. 1948. Вып. 8(62).
- Раунер С.Ю.* Укрепление и облесение летучих песков в Зап. Европе. Зап. ИРГО общ. геогр. 1888. XVIII. № 3.
- Раунер Ю.Л.* О гидрометеорологической роли леса. Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1965. № 4.
- Раунер Ю.Л.* Динамика экстремумов увлажнения за исторический период. Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 6.
- Ревут И.Б. и др.* Водный режим в подвижных песках при их лесоводческом освоении. Сб.тр. по агрономич. физике. М., 1960.
- Репшас Э.* Культуры сосны на песках Юж. Прибалтики. Автореф. дис. канд. биол. наук. 1973.
- Роде А.А.* Почвенная влага. М.-Л., 1952.
- Роде А.А.* Основы учения о почвенной влаге. Л., 1965.
- Розанов Б.Г.* Земельные ресурсы аридного пояса СССР. Проблемы освоения пустынь. 1986. № 5.
- Рутковский В.И.* Влияние динамики климатических и гидрологических условий на лесные культуры. Бузулукский бор. Т. IV, М.-Л., 1950.
- Рухин Л.Б.* Гранулометрия и генезис песков. Сов. геол. 1947. № 18.
- Рябколяч В.А.* К вопросу о воздухопроницаемости борových песков. Тр. Молодых ученых. Киев. 1963. Вып. 8.
- Санин С.А.* Валовой химический состав пустынных почв Туркменистана. Особенности песчаных почв и их использование. М., 1979.
- Сапожникова С.А.* Микроклимат и местный климат. Л., 1950.
- Селиванов Е.И.* Неоген-четвертичные озера-гиганты в Забайкалье и Сев. Монголии. Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 1.
- Семергей К.И.* Органические вещества почвы и корневое питание растений. Вопр. орошения, земледелия в Туркменистане. Ашхабад, 1980.
- Скородумов А.С.* Лесорастительные условия Нижнеднепровских песков. Облесение песков. Киев, 1952.
- Словиковский В.И.* Соппротивление некоторых песчаных почв и наносов Среднего Приднепровья. Почвоведение. 1968. № 6.
- Сметана Н.Г.* Гумус легких почв аридных областей. Автореф. дис. канд. биол. наук, М., 1977.
- Смирнова Л.Ф.* Физические свойства песчаных степных почв. Вестн. Моск.ун-та. Сер. биол. 1971. № 3.
- Смирнова Л.Ф.* Динамика содержания углекислоты в почвенном воздухе легких почв Среднего Дона. Научн. докл. высш. школы. Биол. науки. 1972. № 11.
- Смирнова Л.Ф.* Ветровая эрозия почв. М., 1985.
- Соболев С.С.* Пески европейской части СССР. Природа. 1939. № 9.
- Соколов И.А., Градусов Б.П.* Почвообразование и выветривание на основных породах в условиях холодного климата. Почвоведение. 1978. № 2.
- Соколов И.А., Таргульян В.О.* Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент. Изучен. и освоение природ. среды. М., 1976.
- Соколов Н.Д.* Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение. СПб., 1884.
- Сочеванов В.Е.* Конденсация в песках Прикаспийской низменности и методика ее определения. Госуд. гидрол. ин-т. 1938. № 1.
- Степанов И.Н.* Эколого-географический анализ почвенного покрова Средней Азии. М., 1975.

- Судницин И.И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. М., 1979.
- Судницин И.И., Егоров Ю.В., Сидорова М.А. Оптимизация водного и азотного режимов почв. М., 1988.
- Сукачев В.Н. Некоторые наблюдения над оргштейновыми образованиями на юге России. Почвоведение. 1903. № 2.
- Счастлива Л.С. Генетические особенности песчаных почв южной лесостепи. Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., 1975. Вып. 2. № 9.
- Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М., 1971.
- Таргульян В.О., Александровский А.Л. Эволюция почв в голоцене (проблемы, факты, гипотезы). Истор. биогеоценозов СССР в голоцене. М., 1976.
- Тимофеев Д.А. Эоловые формы песчаного рельефа на аллювиально-озерных равнинах бассейна Амура. Сибирск. геогр. сборник. 1970. № 6.
- Тихоненко Д.Г. Псевдофибры песчаных почвогрунтов боровой террасы р. Сев. Донец. Тр. Харьковск. СХИ им. В.В.Докучаева. Т. LXXIII (CX). М., 1969.
- Ткачук В.Г. Физико-механические свойства фракций пород и их классификация. Проблемы современ. почвоведения. Сб. 7. М.-Л., 1939.
- Тольский А.П. Климат сосновых насаждений Бузулукского бора Самарской губернии. Метеоролог. Вестн. 1918. № 4.
- Томашевский И.И. Пески Астраханской степи. Тр. По лесному опытному делу. 1931. Вып. 10.
- Тонконогов В.Д. Почвообразование на кварцевых песках. Автореф. дис. канд. биол. наук. 1972.
- Трушковский А.А. История формирования Терско-Кумских песков и некоторые закономерности их зарастания. Ботанич. журнал. 1958. № 10.
- Трушковский А.А. Почвенные образования на эоловых песках Прикаспийской низменности между реками Волгой и Уралом. Генезис и классификац. полупустын. почв. М., 1966.
- Тюрин И.В. Вопросы генезиса и плодородия почв. М., 1966.
- Успанов У.У., Фаизов К.Ш. О бурых и серо-бурых почвах пустынной зоны Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. биол. 1971. № 2.
- Фадеев П.И. Пески СССР. М., 1951.
- Федорович Б.А. Основные черты рельефа песков пустыни Каракумы (с картой рельефа песков Средней Азии). Тр. ин-та географ АН СССР. М., 1960. Вып. 80.
- Федорович Б.А. Динамика и закономерности формирования рельефообразования пустынь. М., 1983.
- Фридланд В.М. Влияние степени выветрелости почвообразующих пород на процессы формирования почв в различных биоклиматических зонах. Почвоведение. 1970. № 12.
- Фриш В.А. Жемчужина Южного Забайкалья. Природа. 1966. № 6.
- Хабаров А.В. Почвообразование на песках Юго-Востока Русской равнины. М., 1977.
- Харин Н.Г. и др. Современное состояние и прогноз опустынивания в аридной зоне СССР. Проблемы освоения пустынь. 1976. № 5.
- Хотинский Н.А. Голоцен как межледниковье (Ретроспективно-прогнозный аспект проблемы). Природно-климатические изменения в плейстоцене и голоцене. М., 1976.
- Чакетадзе Е.А., Якубов Т.Ф. Эоловый почвенный комплекс на эродированных ветром темно-каштановых супесях. Почвоведение. 1962. № 7.
- Чащина Н.И. Дифференциальная порозность и некоторые водные свойства каштановых супесчаных почв Кулунды. Изв. Сиб. отд. АН СССР. Сер. биол. 1969. № 10.

- Чигиринцев И.П.* К вопросу о классификации придонских песчаных почв и песков. Тр. Воронеж. ун-та. Вып. 2. 1958.
- Чичагов В.П.* К методике изучения поверхности песчаных зерен и ее значение. Мат. по генез. и литол. четверт. отл. Минск. 1961.
- Чичагов В.П.* Морфологические и морфометрические особенности кварцевых песков района Делай-Нора и их происхождение. Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962. № 4.
- Чичагов В.П.* Питание грунтовых вод через зону аэрации. М., 1972.
- Шевченко Н.Г., Иомудский Д.К., Лот Т.П.* Актуальные проблемы рационального использования и охраны водных ресурсов аридных зон Туркменистана. Природ. ресурсы пустынь и их освоен. Ашхабад. 1986.
- Шишов Л.Л., Аранбаев М.П.* Генетическая классификация песчаных почв пустынной зоны в целях с.х. освоения. Тез. докл. Всес. конф. по с.х. освоен. песчан. земель аридных терр. СССР. Ашхабад, 1984.
- Шнитников А.В.* Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. Зап. геогр. об-ва СССР. Нов. сер. 1957. Т. 16.
- Штефанович П.* Характеристика коварванного песка как самостоятельного типа бурых лесных почв. Докл. на научн-метод. совещании по повыш. плодород. почв. Минск. 1959.
- Эвальд Э.А.* О генезисе буроземов и близких к ним бурых лесных почв. Почвоведение. 1980. N 4.
- Якшина А.М., Гаяль А.Г., Кондратьев Н.П.* Результаты облесения Урдинских песков в полупустынном Заволжье. Повыш. продуктивности с.х. угодий Прикаспия методами лесомелиор. Волгоград. Вып. 3(89). 1986.
- Albert R.* Die anschlagegebende Badentung des Wasserhans habtes fur die Eintrageleistungen unseren dilnwialtn Sande Ztschr. F. Forst und Jagt Apr. 1924.
- Atterberg A.* Die rationale klassifikation der Sand. Kalmer. 1909.
- Bagnold R.A.* The transport of sand by wind (Experiments carried ant Y-he City and guilds engineering, college, London). Geogr. J. 1937. Vol. 89. N 5.
- Chepil W.S.* Dynamics of wind erosion 1-3. Soil Sciens. 1945. Vol. 60, № 4-5-6.
- Dylikowa A.* Problematyka wydm srodladowyck w Polsce w swietle badan strukturolnych. Procesy i formy wydmowe w Polsce. W. 1969.
- Egerszegi S.* Creation and permanent maintenance of a deep fertile layer in loose sandy soil. Acta agronomica Acad. Sicientiarum Hungaricae. 1958. T. 7. F. 4.
- Fischer W.R.* Feinfluss von Rieren und Taven aus Glimmer und Ortoklass. Leit. Pflanzenemehrung Boden. 1972.
- Friberger S., Gaudie A.* Arid geomorphology. Progr., phys.-geogr., 1981. № 3.
- Grzybowski J.* Rozwoj wydm w kotlinie Biebrzanskiej. Dokl., geogr. i przestrsen zago-spod. 1981. № 4.
- Hidding A.P., Van der Berg C.* The relation between pore valume and formation of root systems in soil with sandy layers. Trans. 7-th Int. Congr. Soil Sci. Madison. USA. 1960.
- Jager K.* Metodische Probleme der Erkennung und Datierung reliktsches Bodenmerkmals am Beispiel der sandigen Boden im nordlichen Mitteleuropa. Tagungsbericht der Deutsch. Akad. Der Landwirtsch. Zu Berlin. 1970. № 102.
- Kadar Jaszlo.* Az eolikus felszini formak termeszetes rendszere. Foldr. ert. 1966. Vol. 15, № 4.
- Kazarski S., Nowaczyk B., Rotnicki K.* The eolian phenomenon in westcentral Poland with special reference to the chronology of phases of eolian activity. Gegr. Polon. Vol. 17. 1969.

- Kobendzina J.* Les Fossiles de l'Holocène dans les dunes. Report of the 6 Intern. cong. on quaternary. Warsaw. 1961. Vol. 2. Lodz. 1964.
- Kopp D.* Alter und Entstehungsbedingungen Sand-Braunerde in der Temperaten Zon des Mitte und Nordeuropäischen Tieflandes. Transactions of the 10 Intern. Congress of Soil Science. 1975. T. 12.
- Król H.* Stosunki wodnopowietrzne gleb środkowej części nizin klimatycznej Polski. Roczn. gleboznawcze. T. 13, 2.1. Warsaw, 1963.
- Kundler P.* Waldboden Typen der DDR. Neue Verlag. Leipzig. 1965.
- Marosi S.* Zusammenhänge der "Kovarvany" - Schichten mit den periglacialen Erscheinungen im Flusssand einer Schottergrube. Foldraiseresulte. 1966. 15, № 1.
- Mazurak A.P., Polman K.* Soil compaction and plant growth. 9 Int. Cong. Soil Sci. Vol. 1. Australia. 1968.
- Pécsi W.* Die wichtigsten Ergebnisse geomorphologischer Forschungen des Quartärs in Ungarn. Place Inst. Geol. T. 34. Cz. 1, JNQVA 6. Warszawa. 1961.
- Siuta J., Notowicki T.* Genese poziomych smug wytrącen żelazistych w glebach piaskowych. Pamietnik Pulawski. 1965. Z. 18.
- Stefanovits P.* Zu den Fragen der Genese und Klassifikation der Waldbodenzone. Roslina Wyroba. Rocznik 12, 1966.
- Todrow J.S., Hill D.F.* Arctic brown soils. Soil science. 1955. Vol. 80. № 4.
- Veihmeyer F.J., Hendricson A.H.* Soil density and root penetration. Soil Sci. 1946. Vol. 65.

Содержание

Предисловие	3
Глава 1. История исследования песков	5
Глава 2. Генетические типы песков	9
2.1. Определение, признаки, классификация	9
2.2. Литологические особенности перевеянных песков	12
Глава 3. Минералогический состав песков	14
3.1. Общие положения	14
3.2. Мономинеральные и полиминеральные пески	14
3.3. Минералогические провинции	16
3.4. Минералогический состав и плодородие песков и почв	17
Глава 4. Гранулометрический состав песков и легких почв ...	19
4.1. Общие положения	19
4.2. Классификация и свойства элементарных почвенных частиц ...	19
4.3. Классификация песков и легких почв по гранулометрическому составу	22
4.4. Гранулометрический состав и плодородие почв	24
Глава 5. Физико-механические и физические свойства песков 26	
5.1. Физико-механические свойства	26
5.2. Физические свойства	27
5.2.1. Плотность	27
5.2.2. Пористость общая	28
5.2.3. Пористость аэрации и воздухопроницаемость	30
5.2.4. Пористость песков и корни растений	32
5.2.5. Твердость песков и корни растений	32
5.2.6. Значение глубокого рыхления песков	36
Глава 6. Тепловые свойства песков	39
6.1. Теплоемкость и теплопроводность	39
6.2. Зависимость тепловых свойств песков от влажности и плотности	40
6.3. Влияние растительности на температурный режим песчаных почв	42
6.4. Отношение живых организмов к высоким и низким температу- рам песка	43
6.5. Значение высоких градиентов температуры на подвижность химических элементов питания	44
Глава 7. Водные свойства песков и легких почв	46
7.1. Силы, действующие на воду в почве	46

7.2. Категории почвенной влаги	47
Глава 8. Передвижение воды в песках	53
8.1. Водопроницаемость	53
8.2. Испарение и испаряемость	57
8.3. Конденсация и термоградиентный перенос влаги	60
Глава 9. Водный режим песков	63
9.1. Типы водного режима	63
9.2. Водный режим песков и легких почв по природным зонам	64
9.2.1. Тундра и лесная зона	64
9.2.2. Лесостепная зона	65
9.2.3. Степная зона	66
9.2.4. Полупустынная зона	67
9.2.5. Пустынная зона	68
Глава 10. Грунтовые воды песков	70
10.1. Общие положения	70
10.2. Происхождение грунтовых вод	71
10.3. Химический состав грунтовых вод	73
10.4. Скорость движения грунтовых вод	77
10.5. Динамика грунтовых вод	77
10.5.1. Многолетняя динамика	77
10.5.2. Сезонная динамика	79
10.5.3. Суточная динамика	86
10.6. Оптимальная и критическая глубина грунтовых вод	90
10.7. Доступность минерализованных грунтовых вод для древесных растений	94
Глава 11. Рельеф песков	97
11.1. Генезис рельефа песков	97
11.2. Генетические формы мезорельефа песков	105
11.2.1. Рельеф песков в тундре и тайге	105
11.2.2. Рельеф песков в степи	106
11.2.3. Рельеф песков в полупустыне и пустыне	108
11.3. Закономерности формирования эоловых форм рельефа	110
Глава 12. Растительность песков	117
12.1. Приспособления растительности к особенностям песчаного субстрата	117
12.1.1. Приспособления растений к подвижным пескам	117
12.1.2. Приспособления растений к сухости и высокой температуре песков	119
12.1.3. Приспособления растений к бедности песков элементами питания	120
12.2. Происхождение флоры песков	121
12.3. Смены растительности на песках (сукцессии)	124
Глава 13. Почвообразование на песках	131
13.1. Песчаные почвы в генетической классификации почв	131
13.2. Возраст и особенности песков как почвообразующей породы	132
13.3. Песчаные почвы в разных климатических зонах	135

13.3.1. Тундра и таежно-лесная зона	135
13.3.2. Лесостепная зона	138
13.3.3. "Пристепные" боры на песках	140
13.3.3.1. Хреновской бор	140
13.3.3.2. Бузулукский бор	146
13.3.3.3. Минусинские ленточные боры	148
13.3.3.4. Ленточные боры Прииртышья	151
13.3.3.5. Кустанайские островные боры	153
13.3.4. Степная зона	159
13.3.4.1. Почвы на перевеянных песках	160
13.3.4.2. Почвы на неперевеянных песках	162
13.3.5. Полупустынная зона	167
13.3.5.1. Терско-Кумский песчаный массив	167
13.3.5.2. Волжско-Кумские пески ("Черные земли")	169
13.3.5.3. Волжско-Уральские пески (Рын-пески, Урдинские пески)	171
13.3.5.4. Пески Большие и Малые Барсуки	174
13.3.6. Пустынная зона	177
13.3.6.1. Особенности почвообразования в пустынях Северного Турана	179
13.3.6.2. Особенности почвообразования в пустынях Южного Турана	181
13.4. Новообразования в песчаных почвах	189
13.4.1. Железистые новообразования	189
13.4.2. Карбонатные и гипсовые новообразования	192
Глава 14. Дефлированность легких почв и территорий	194
14.1. Классификация легких почв по степени дефлированности	194
14.2. Классификация почв по глубине погребенности золовыми наносами	195
14.3. Оценка дефлированных территорий	199
14.4. Оценка лесорастительных условий дефлированных песчаных территорий в степной зоне	204
Глава 15. Коренные и производные типы песчаных территорий (ландшафтов)	209
15.1. Песчаные гряды Онон-Керуленской степи в Забайкалье	209
15.2. Долины рек Селенги и Савы	214
15.3. Приенисейские степи	216
15.4. Степное Заволжье	219
15.5. Песчаные массивы степного Дона	220
15.6. Пески Нижнего Днепра (Олешские)	231
Заключение	236
Список литературы	238

Научное издание

**Александр Гаврилович Гаель,
Лилия Федоровна Смирнова**

Пески и песчаные почвы

**Редактор Л.Н.Федосеева
Художник О.В.Кураленко**

Подписано к печати 20.11.1999 г.
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м²
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 15,75. Уч.-изд. л. 17,0.
Тираж 500 экз.
Тип. зак. № 11788, Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия Л.Р. № 050112 от 09.03.95
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43



Гаель Александр Гаврилович (1900-1990 гг.) - доктор сельскохозяйственных наук, профессор, лауреат Государственной премии СССР. Более 65 лет посвятил изучению генезиса, эволюции, гидрологии песков, их лесорастительных условий в разных климатических зонах и вопросам облесения. Им по этим вопросам опубликовано более 200 научных работ.



Смирнова Лилия Федоровна - кандидат биологических наук, доцент кафедры физики и мелиорации почв на факультете почвоведения Московского Государственного Университета им. М.В.Ломоносова. С 1955 г. неизменная сотрудница А.Г.Гаеля. Коренная москвичка - она более 40 лет занимается проблемами песков и песчаных почв от Прибалтики до Забайкалья, включая пустыни Средней Азии и Казахстана.

Длительные совместные летние экспедиции, где вместе с ней и профессором А.Г.Гаелем работали многие студенты и аспиранты, позволили собрать и систематизировать громадный материал по свойствам песчаных почв, водному их режиму, роли в ландшафте.