

---

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Институт географии

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

Institute of Geography

N. A. KARAVAEVA

**BOGGING  
AND THE EVOLUTION  
OF SOILS**



PUBLISHING REQUEST «NAUKA»-MOSCOW-1982

Н. А. КАРАВАЕВА

# ЗАБОЛАЧИВАНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1982

Карпачев П. А. Заболачивание и эволюция почв. М.: Наука, 1982.

Монография посвящена закономерностям заболачивания почв и почвенного покрова в болотистой луговой области. На основании большого оригинального материала по тундрной зоне Западной Сибири и обобщения литературных данных исследованы разные формы, типы и механизмы заболачивания, радиус охвата почв и слоев почвы, этики трансформации почвенного покрова в процессе и с прогнозом на будущее. Выдвинуты закономерности заболачивания рассмотрены в свете общей теории эволюции почв.

Всего 50, таблиц 64, рис. 254 ил.

Ответственный редактор  
доктор географических наук  
П. О. ТАРГУЛИАН

Karpachev N. A. *Bogging and the Evolution of Soils*.  
M., Nauka, 1982.

Basic regularities revealed in the processes of soils and soil cover bogging in forest, humid areas are presented in this monograph. Author's investigations in West Siberia and literature data permitted to distinguish various forms, types and mechanisms of bogging, outdevelopment and soil cover transformation beginning with the Atlantic period up to the present time were studied and a forecast of further evolution is suggested. The regularities of soil bogging are considered from the viewpoint of the general theory of soil evolution.

Fig. 60, Tables 64, Rils 254.

Responsible Editor-in-Chief, Doctor of  
Geographical Sciences  
V. O. TARGULIAN

Проблема эволюции — фундаментальная проблема наук о Земле. Изучение многообразных направлений развития природы и ее комплексов, форм и скорости эволюции, ее последовательных этапов и условий среды, контролирующих и сдерживающих тот или иной характер эволюции, позволяет подойти к пониманию общей картины развития природы и ее компонентов, современного периода как определенной части этого длительного процесса, и представить возможные дальнейшие пути этого развития.

В последние годы как в нашей стране, так и за рубежом большое внимание уделяется изучению различных сторон проблемы эволюции почв. Анализ почв и почвенного покрова в эволюционном аспекте становится одним из ведущих методов познания, особенно для областей, развивающихся в сложной природно-географической обстановке. В то же время многие стороны проблемы эволюции почв остаются недостаточно разработанными и дискуссионными. Ощущается недостаток в теоретических обобщениях по отдельным направлениям эволюции, которые могли бы послужить основой для развития теории эволюции почв и почвов.

Почва является естественно-историческим телом, формируемым природной средой, возникающим при изменении последней в таком образе, отражающем и фиксирующем, насколько позволяют его свойства, не только собственную историю, но и историю развития ландшафта. Поэтому наиболее полное географическое познание почвенно-почвы и почвенного покрова включает историко-эволюционный подход; вместе с тем почва может быть инструментом для изучения истории природной среды в целом.

Заболоченные — одно из направлений эволюции ландшафта и почв, проявляющееся в разных ландшафтных зонах Земли, но особенно широко в условиях boreального гумидного климата таежной зоны, где сочетание природных условий оптимально для их возникновения и развития. Общая площадь заторфованных земель в мире (с включением торфяного слоя более 40 см) составляет около 150 млн. га, большая их часть приурочена к boreальным областям. Наиболее велика площадь таких земель в СССР — 64% общей площади. На долю Финляндии приходится 12%, Канады — 9%, США (без Аляски) — 5% (Hanninen, 1975). Именно в boreальной гумидной области заболачивание протекает во всем многообразии, в его значительная скорость и широкое пространственное выражение позволяет с достаточной

определенность, установить основные закономерности этого процесса, его сущность, условия возникновения, последовательные этапы, конечный результат и модификации в разных природных условиях.

Проблема заболачивания имеет не только теоретическое значение, весьма существенны и ее прикладные аспекты. Последствия заболачивания в основном отрицательны. Оно приводит к замесу высокопродуктивных лесных ландшафтов, интенсивным водоемным и биологическим круговоротом низкопродуктивными болотными ландшафтами с сужением и затормаживанием биологических круговоротов и биопродукции, выводит из сферы хозяйственного использования боковые участки уже освоенных земель, восстановление первоначального состояния которых связано с затратами значительных денежных средств, труда и времени. Сильная заболоченность осложняет освоение новых территорий: строительство промышленных объектов, населенных пунктов, железнодорожных и шоссейных магистралей — и в целом ухудшает условия жизни населения.

Следует отметить, что уровень знаний о заболачивании у ботаников и почвоведов существенно различен. Доказанные и общепринятые в ботанике положения о сукцессионном протекании большей части болот boreальной гумидной области и осуществлении заболачивания сукцессов в двух формах — эвтонического заболачивания лесов и горизонтального роста болот — остаются для почвоведов во многом неясными, гипотетическими или даже совсем не обсуждаются.

Собранные к настоящему времени материалы по заболачиваемым почвам достаточно обширны, разработаны и некоторые типичны, касающиеся рассматриваемой проблемы. Механизм же явления, приводящий к заболачиванию почв, закономерности эволюции почвенных процессов и морфолого-химических свойств практически еще не изучены; некоторые данные имеются только для тех случаев, когда заболачивание проявляется как относительно кратковременный обратный процесс (на лесосеках, вырубках, тарях).

Между тем почвенный аспект изучения заболачивания имеет ряд преимуществ. Почва — это один из компонентов ландшафта, наиболее быстро реагирующий на появившиеся заболачивающие; он хорошо маркирует разные стадии процесса через изменение своих динамичных и консервативных свойств. Некоторые консервативные свойства почв позволяют восстанавливать и реконструировать процессы. Поэтому почвенный аспект изучения заболачивания позволяет с большой степенью надежности устанавливать закономерности всего процесса.

Из сказанного следует, что проблема заболачивания очень важна и в теоретическом, и в прикладном аспектах, но практически в почвоведении не разработана. Особенно остро эта проблема в нашей стране, с наибольшей сравнительно с другими регионами земного шара площадью заболоченных территорий,

Целью настоящего исследования является выяснение основных закономерностей заболачивания почв и почвенного покрова в таежной зоне. Собственные материалы и критический анализ американской и мировой литературы данных по заболачиванию в общей теории эволюции почв позволили выделить в проблеме заболачивания четыре частные теоретические задачи:

— выяснение внешних (аэроцифтных) и внутренних (почвенных) причин заболачивания;

— выяснение почвенно-генетической сущности и географического зонального механизма заболачивания;

— изучение эволюции элементарных почвообразовательных процессов и почвенных тел при заболачивании, этапов эволюции почвенного покрова;

— разработку теории заболачивания как части общей теории эволюции почв.

По современным представлениям таежная область Западной Сибири по масштабам проявления заболачивания выделяется среди других регионов умеренной гумидной зоны северного полушария как уникальный регион. На торфяные болота в ней приходится 40 млн. га — более половины общей площади болот в СССР, на них зона низовых олиготрофных болот занимает 46% площади (Западная Сибирь, 1963; Болота Западной Сибири, 1977). Болота и заболоченные почвы распространены в Западной Сибири на площади около 100 млн. га (Пейзгайт, 1976). Поэтому для изучения заболачивания Западной Сибири представляет собой по существу глобальную модель этого природного процесса.

В основу данного исследования положены материалы, собранные автором в почвенно-географических экспедициях Института географии АН СССР и Института географии Сибири и Дальнего Востока Сибирского отделения АН СССР, осуществлявшихся под общим руководством Н. П. Герасимова, В. Б. Сичава и М. Н. Пейзгайта. Маршрутами были охвачены следующие районы: в северной тайге — бассейны Сыни и Вегудки, в средней тайге — бассейны Северной Сосны и ее основных притоков, Конды-Сосвинский водораздел, дельтовый отрезок Оби, западная часть Вяхского материка и водоразделы Вах-Тымского междуречья, в южной тайге — бассейны Оби, Иксы, Царабели и Восточная, нижнее Прииртышье и в южной водораздела Чая и Шегарки, а также Шегарки и Оби.

Первые разделы предлагаемой публикации представляют обзорные общие вопросы — природные предпосылки и основные закономерности заболачивания почв, посвящены на основе всего собранного нами материала, который относится главным образом к средней и южной тайге; приводимые по северной тайге данные сравнительно ограничены из-за ее более слабой изученности.

В разделах, посвященных и доклинальным разностям заболачивания на примере конкретных почв и почвен, собраный фактический материал не представляется возможным

из-за его сбитости; мы отобрали с этой целью ту часть его, который касается средневековой природы. Такой сбор был продиктован тем соображением, что средняя тайга характеризуется оптимальными условиями для развития заболачивания, а также тем, что материалы по южной тайге уже были частично опубликованы (Карасева, 1978а, б), и мы ограничивались их использованием в общих разделах и при частых научных выездах.

Лабораторное исследование почв и радиоуглеродное датирование торфов выполнены в химической и радиоуглеродной лабораториях отдела географии почв и геохимии ландшафтов Института географии АН СССР. Пользуемся случаем выразить нашу искреннюю признательность сотрудникам этих лабораторий, а также спутникам наших почвенных маршрутов — Д. А. Тимофееву, Б. Л. Любимову, Л. К. Малек, Л. А. Симаковой и К. М. Лепинской, участие которых и экстренная помощь способствовали их успешному проведению. Мы выражаем также глубокую благодарность академику И. П. Герасимову за постоянное влияние и проводимым в Западной Сибири работам и доктору географических наук В. Ю. Таруашвили за научную помощь на всех этапах исследования.

## СОВРЕМЕННЫЕ ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ В ПОЧВОВЕДЕНИИ И ГЕОГРАФИИ ПОЧВ

Эволюция почв и почвенного покрова до сих пор является одной из центральных проблем почвоведения и географии почв, активно разрабатываемой и обсуждаемой как на основе конкретных региональных объектов, так и в теоретическом плане. Общая задача настоящего раздела — обобщение и анализ уже жившихся в почвоведении эволюционных идей, из которых одни общепризнаны и широко используются, а другие в значительной мере неясны и дискуссионны. Более узкая его задача — выяснение места и теоретической сущности эволюции заболоченных почв, что необходимо для интерпретации конкретного материала, приведенного в дальнейшем тексте.

Следуя традиционному употреблению термина «эволюция» в естественных науках (развитие природы вообще), в данной работе мы используем его для обозначения общих основных форм развития почв и под влиянием изменения факторов почвообразования, и при стабильности всех факторов, кроме времени. Для первой формы употреблен термин «метаморфоз почв» (Захаров, 1927), для второй — «саморазвитие почв» (Роде, 1947).

### МЕТАМОРФОЗ И САМОРАЗВИТИЕ ПОЧВ И ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

Представление о нестабильности почв в природе, об их развитии в пространстве и во времени вытекает из данных В. В. Докучаева (1951, с. 406) о разделении почв как функции пяти факторов почвообразования — климата, рельефа, составобразующей породы, живых организмов и времени. Функциональная зависимость почв от этих пяти природных факторов предполагает ее эволюцию при изменении одного или нескольких из них. В дальнейшем число факторов почвообразования было увеличено. Н. П. Афанасьев (1930) и Г. Несин (1948) предложили включить в их число грунтовые воды, а А. А. Роде (1947) — грунтовые, почвенные и поверхностные воды, а также земное тяготение. В настоящее время основным фактором почвообразования признается антропогенный, воздействие которого складывается одновременно с развитием хозяйственной деятельности человека.

При изменении фактора (факторов) почвообразования непосредственной причиной эволюции является несоответствие процессов и свойств почвы изменяющейся природной среде. В относительно равновесной (или квазиравновесной) системе: факторы почвообразования → почвообразовательные процессы → свойства почвы → результате изменения независимых факторов нарушается состояние равновесия. Это обуславливает эволюцию почвообразовательных процессов и направленно приобретенных почвой новых свойств, соответствующих почве с измененными факторами, т. е. на ее установление квазиравновесия системы.

Метаморфоз почвы, называемый изменением факторов почвообразования, является наиболее очевидным и общепризнанным положением теории эволюции почв. Его правдивость была многократно доказана на конкретных природных объектах, и она никогда не вызвала дискуссий. Однако терминология, используемая разными исследователями для отражения понятия «метаморфоз», несмотря на его однозначный смысл, весьма различна: метаморфоз (Захарев, 1927; Неуструев, 1930; Корда, 1973), метаморфизм (Афанасьев, 1930; Герасимова, Глазковская, 1966), эволюция под влиянием внешней причины (Урде, 1947), большой цикл развития почв (Росов, 1951), метаметаморфоз (Герасимов, 1966; Фридлянд, 1972), регрессивная эволюция (Дюноффур, 1976), собственная эволюция (Таргульян, Александровский, 1976).

Наиболее частой причиной метаморфоза почв является изменение двух факторов — рельефа и климата (Герасимова, Глазковская, 1966). Роль биоты также очень велика, но ее перестройка обычно является следствием изменения двух первых факторов.

Рельеф может быть «жестким» и «мягким». В последнем случае он развивается одновременно с почвой и служит причиной ее непрерывной эволюции — эволюционно-экологический фактор по Н. М. Фридлянду (1976). Этот аспект связи развития рельефа и почв был детально изучен С. С. Неуструевым (1922) и получил широкое отражение в ряде исследований (Marbut, 1928; Корда, 1973; Невз и др., 1977). Циклическости проявления процессов циркуляции воздуха и их роли в развитии ландшафтов и почв посвящена теория К-циклов Батлера (Butler, 1959), широко используемая, особенно при палеоэкологических построениях. И. П. Герасимов (1966) поясняет, что наиболее мощными факторами непрерывного обновления почвенной толщи являются тектонико-теоморфогенетические процессы. В связи с этим в геологически короткое время в большей части случаев происходит замена всех данных почв более молодыми. Поэтому почвообразовательные процессы по скорости развития эволюируют как бы промежуточное положение между биологическими и геологическими процессами.

Среди условно независимых факторов почвообразования (ус-

любопытство их независимости была проанализирована А. А. Роде (1947) и Г. Иенни (1948)), климат является действительно независимой переменной. Известно, что климаты Земли подвержены периодическим колебаниям. Г. Иенни (1948) называет следующие климатические циклы: короткие — 11,5 лет (связанные с активностью солнечных пятен), 34 года (брюкнеровские), 180 лет (связанные с таянием некоторых современных ледников); промежуточные — 1700 лет (вызываемые по отложению ледниковых пластов), несколько тысяч лет (вызываемые по характеру слоев торфяников), десятки и сотни тысяч лет (связанные с ледниковыми и межледниковыми периодами). В. А. Ковда (1973) выделяет еще циклы 23- и 100-летней длительности. При известной амплитуде колебаний климата и их длительности климатические закономерности находят отражение в почве и тем самым являются причиной ее метаморфоза.

Устойчивость почвы (или почвенной комбинации) к изменению факторов в значительной мере определяет возможность ее метаморфоза. Это понятие, как и понятие «широкая устойчивость», пока недостаточно ясно. Устойчивость почвы (или почвенной комбинации) определяется как способность противостоять изменению внешних факторов без существенных изменений основных параметров (Фридланд, 1972, с. 160).

В этом аспекте очень важно представление о взаимосвязи факторов почвообразования, из которого вытекает, что изменение воздействия одного из факторов в известных пределах может компенсироваться противодействием другого (Галазюкская, 1972). Например, биогенепоз верхового биота, сформированный в гумидных таежных условиях, может без заметных изменений существовать и угнетенных лесостепи благодаря существованию засушливости климата влажнотеплой сформированный растительностью и торфяным субстратом (биота Татарский край и Западной Сибири (Фридланд, 1972)). Но подобная взаимосвязь действительно имеет место в определенных пределах количественного изменения каждого из факторов. Когда эти пределы превышаются, эффект взаимодействия факторов становится иным и, если почва обладает определенной сенсорностью и рефлекторностью, в ней возникает изменение процессов, а затем и свойств, т. е. начинается ее метаморфоз (Галазюкская, 1972).

### Саморазвитие почвы

В определенном смысле, датском В. В. Докучаевым, предки также выступают как фактор почвообразования. Из этого следует, что почвы находятся в состоянии непрерывного развития и изменения во времени и что даже при полной аналогии и стабильности всех остальных факторов почвообразования две почвы (как ряд почв), различающиеся только длительностью своего образования, должны в той или иной степени отличаться одна от другой. После В. В. Докучаева эта мысль была наиболее четко

сформулирована П. С. Костомаровым (1911), считавшим, что с развитием процесса почвообразования во времени, при постоянстве остальных факторов, в нем возникают внутренние противоречия, что «в счет за собой постоянства... почвенная и почвообразовательный процесс и может приводить к смене одного почвенного образования другим» (с. 6). Развитие почв во времени А. А. Родс (1947) назвал саморазвитием почв. Он же рассматривает время как «некоторый эквивалент», на который должны укладываться действия всех остальных факторов, как... особую координату, вдоль которой идет развитие всех процессов и явлений» (1947, с. 60).

Саморазвитие почв — одна из самых сложных проблем эволюционной теории почвоведения. Для ее разработки необходимы обширные и глубокие знания о процессах почвообразования — достижений науки саморазвития почв. Между тем их изучение представляет большую объективную трудность. Лишь немногие из этих процессов протекают настолько быстро, что их можно непосредственно изучать в природе (митозы и аккумуляция детерминированных осадков, некоторые процессы органической аккумуляции и др.).

Некоторые из таких процессов можно моделировать и успешно экспериментировать. В качестве примера подобных экспериментов можно назвать моделирование засоления-созасоления К. К. Гелдрейксом, процессы рубификации Вилансом и Уиланом (Williams, Ulanov, 1977) и др. Справедливую информацию о быстро протекающих в почве биохимических процессах дают и данные анализа реческих выделений. Однако число процессов, доступных для изучения для моделирования, невелико. Большая часть почвенных процессов протекает медленно, в течение сотен, тысяч и десятков тысяч лет (Арманд, Уартульен, 1974), и поэтому они недоступны для непосредственного изучения. Представление о таких процессах фактически строится гипотезой, опирающейся на знания о свойствах почв, т. е. о конечном результате процессов. Для ее построения исследователь пользуется уже известными процессами, которые могут привести к формированию того или иного свойства. По большей части это приводит к одностороннему решению при этом нельзя. Одно и то же свойство (свойство почвы), как правило, является следствием разных механизмов развития (почвенных процессов).

Несмотря на трудности процесса для непосредственного изучения эта объективная трудность всегда имеет место, но извлечение все большего материала о свойствах почв, анализ географо-теплических взаимосвязей и знаний тем не менее помогает формированию определенных представлений о сущности, характере развития, скорости и конечных результатах тех или иных почвенных процессов.

Классические представления о почвах основываются на представлениях о необратимости почвообразовательного процесса, о его незаключенности. Впервые на связь этих вопросов обратил внимание Говардсону, Б. П. Пеллуса (1916), подтвердивший необрати-

хость трансформации первичных минералов в почве. Это приближена эмпирически была проанализировала А. А. Роде (1947), который доказал, а в некоторых аспектах предположил, что процессы преобразования первичных и вторичных минералов и органического вещества в почве, так же как и процессы перемещения вещества в почвенном профиле, в условиях трех основных типов почвенного режима — дерациального, лимитированного, аккумуляционного — имеют необратимый характер. Целостность многих почвенных макропроцессов сводится тенденцию к обратимости, но после каждого цикла в почве возникает остаточные изменения, которые и составляют прогрессивно развивающийся общий почвообразовательный макропроцесс (Роде, 1971).

С понятием обратимости и необратимости почвообразовательных процессов Яалон (Yaalon, 1971) подразделяет их на три группы: обратимые (сажурегулирующиеся), метастабильные и необратимые самозаканчивающиеся процессы. Под обратимыми процессами (образовываясь микробными и газовых горизонтов) он понимает быстро текущие процессы, всегда сменяющиеся природной обстановке и быстро констатируются при ее изменении; об обратимости и полном смысле слова, т. е. с замкнутом цикле преобразования и миграции вещества, Яалон не говорит. Выделяя группу метастабильных процессов, Яалон предупреждает об условности термина «метастабильный» и впервые, по-видимому, употребляет термин «квазиравновесие» для так называемых зрелых почв. Особый интерес представляет третья группа — самозаканчивающиеся процессы, к которой относятся, в частности, процессы выветривания и те процессы, при действии которых образующиеся продукты изменяют внутреннюю среду, вызывая прерывкой дальнейшее развитие этих процессов (например, образование глин и создание водоупорного горизонта в профиле). В этой же группе Яалон рассматривает и аккумулятивные почвообразовательные процессы. Можно заключить, что третью группу составляют процессы, которые сопровождаются значительной потерей, аккумуляцией или перераспределением вещества в почвенном профиле.

Интересно, что между рассматриваемыми выше группами почвообразовательных процессов и такими природными процессами, выделяемыми Д. А. Армандом (1975), прослеживается некоторая аналогия. Например, тип «затухающий природный процесс» (достижение профиля равновесия реки) можно в известной степени анализировать с метастабильными, или квазиравновесными, почвенными процессами, а природные процессы, развивающиеся до полного завершения, но располагающие ограниченным запасом вещества или энергии, — с необратимыми самозаканчивающимися почвенными процессами. Возможны и другие параллели.

В работе Яалона (Yaalon, 1971) затронут также вопрос о скорости протекания тех или иных процессов и в связи с этим о времени, необходимом для формирования разных свойств почвы. В настоящее время этот аспект процесса почвообразования раз-

выявляется рядом исследователей (Арханд, Тергульян, 1974; Сасколов, Тергульян, 1976). Они первые ввели понятие о характерном времени протекания почвенных процессов и образования фирмируемых почв свойств. Выделяются быстро текущие процессы и лабильные свойства, медленно текущие процессы и консервативные (устойчивые) свойства. Каждый зрелый почвенный профиль рассматривается как arena взаимодействия квазиравновесных (уже исчерпавших характерное для них время) и явно неэкологичных процессов, с большим характерным временем их развития.

Таким образом, теория саморазвития почв получает теперь все более обоснованную аргументацию. Первоначальные общие представления о внутренних приобращаемых почвообразовательных процессах как о движущей силе саморазвития подтверждаются фактическим содержанием и трансформируются в более конкретные понятия: необратимость и необратимость почвообразовательного процесса, быстро и медленно текущие процессы, характерные времена протекания процессов, квазиравновесные и саморазвивающиеся процессы.

**Этапы саморазвития почв.** Развитие почвы во времени при относительно стабильности основных факторов почвообразования обычно подразделяется на два последовательных этапа: 1) развитие от нуля-момента — возникшей материнской породы — до образования зрелого профиля, в какой-то мере раннеевентного с средой; 2) квазиравновесное или равновесное существование зрелого профиля.

Понимание сущности первого этапа достаточно однозначно (хотя многие его стороны еще не изучены и неясны). Почвообразование начинается с нуля-момента (термин Г. Нюши (1948)), когда материнская порода подвергается воздействию факторов почвообразования. Тренд этого этапа — приобретение почвой самостоятельности с природной средой. Почва проходит ряд стадий развития, которые осуществляются относительно быстро и завершаются достиганием квазиравновесия (по мнению некоторых исследователей, полного равновесия) со средой.

Этот этап в жизни почв был достаточно подробно и описан и описан многими исследователями, начиная с В. В. Докучаева. Классическим примером этого этапа саморазвития, приводимым и в отечественной, и в зарубежной литературе, всегда было формирование почв на карбонатных породах, хорошо маркирующих стадии процесса: подзолистых и черноземных почв на известняках (Захаров, 1927; Роде, 1947) и ряда: молодая рецеданга → брютонифицированная рецеданга → альпийские гумусовые почвы (Дюпюфур, 1970).

Первый этап саморазвития почвы получил в литературе различные терминологические выражения, хотя, повторяю, понятийный скелет его одобрен: развитие почвы, или оплодотворение (Захаров, 1927); формирование почвы, или начальный период саморазвития (Роде, 1947); малый цикл жизни почвы (Росауд, 1951); экзо-

геноз (Lozel, 1934); саморазвитие, или энтогенез (Терасимов, Глазковская, 1960); прогрессивная, нормальная или пастушья эволюция (Дюмофур, 1970); направленное саморазвитие (Таргульяк, Александровский, 1976).

Следует обратить внимание, что некоторые авторы пользуются термин «саморазвитие» только для обозначения этого этапа жизни почвы. Для обозначения почв этого этапа также применялись разные термины. Впервые термины «детство» и «зрелость» почв употребил С. А. Захаров (1927). Затем Шоу (Shaw, 1928) предложил выделять пять ступеней зрелости почв: грубая незрелая, молодая слабообызветлая, незрелая умеренно обызветлая, полузрелая значительно обызветлая, зрелая. Лозе (Lozel, 1956) назвал эти почвы ювенильными. Несколько позже стали чаще употреблять термины «молодые» (Ненк, 1948) и «холодые» почвы (Дюмофур, 1970; Боул и др., 1977).

Первый этап в жизни почвы заканчивается и начинается вторым этапом, когда она приходит в состояние динамического равновесия со средой и ее профиль является зрелым. Этот переход от первого этапа ко второму, как справедливо отметил еще С. А. Захаров (1937), весьма трудно определить. В каждой биоклиматической зоне существуют почвы, профиль которых наиболее полно дифференцирован на планетических горизонтах. Для разных почвообраз и рельефа и разных порядков развития профиля выражена в различной степени. Такие почвы и служат эталоном для суждения о зрелости или незрелости почвенного профиля. Л. Ненк (1948) считал признаком зрелости почвы наибольшую дифференциацию и наиболее сложную организацию ее профиля.

Достаточно четкое определение зрелой почвы в литературе отсутствует. Наиболее полное определение ее дали В. О. Таргульяк и А. М. Александровский (1976). Зрелый профиль, как указывают эти авторы, описывает профиль, наиболее полно отражающий действие среды, факторов-почвообразователей, или, иначе, профиль, в котором под действием факторов среды и вызванных ими почвообразовательных процессов сформировались наибольшее количество устойчивых свойств, отражающих эту среду и эти процессы. Это означает, что многие из обратимых процессов полностью или почти балансируются, необратимые процессы или закрепляются полностью, или сильно снижают изменчивость (с. 59). Термин «зрелая почва», введенный С. А. Захаровым (1927), наиболее употребим в научной литературе для таких равновесных или почти равновесных почвенных образований (Nikiforoff, 1942, 1949; Ненк, 1948; Bunting, 1956; Дюмофур, 1970; Боул и др., 1977).

В качестве синонима употреблялась и употребляется и другие термины: полная почва (Неуструев, 1930), климаксовая почва (Дюмофур, 1970; Bunting, 1973), зрелая почва (Дюмофур, 1970; Боул и др., 1977), климаксная, эдафический климакс (Дюмофур, 1970), нормальная почва (Боул и др., 1977). Разнообра-

эте терминологии связано в данном случае не только с недостаточной разработанностью проблемы, но и с различными пониманиями сущности второго этапа саморазвития почвы.

К трактовке второго этапа развития почв во времени, т. е. эволюционной сущности жизни зрелой почвы, существует, по-видимому, четыре разных подхода.

1. Зрелая почва находится в состоянии устойчивого равновесия со средой, т. е. истинного климакса (Исани, 1948; Nikiforoff, 1949; Дюшофур, 1970; Bushing, 1973; Боул и др., 1977).

2. Зрелой почве свойственно состояние непрерывного развития, в связи с чем со временем она «стареет», «умирает», и в итоге формируется новая почва. Последняя достигает зрелости, затем «стареет», «умирает», и на теле зарождается новая почва и т. д. Эти гипотезы наиболее полно были разработаны С. А. Захаровым (1927). По-видимому, такая точка зрения была очень близка П. С. Коссовичу и В. В. Геммерингу.

3. Поступательное развитие зрелой почвы продолжается, но в отличие от первого этапа оно значительно замедляется (Роде, 1947). Сходный взгляд был высказан, по-видимому, Халлом (Hall, 1971), который назвал состояние зрелой почвы «квазиравновесием» (т. е. «книжным» равновесием). А. А. Роде сделал весьма осторожное предположение относительно возможного тренда саморазвития основных групп почв, оцениваемых сейчас как «зрелые»: для подзолистых почв (деградационный режим) — заболачивание, для черноземов (интерконтинентальный режим) — прогрессивное накопление гумуса и кальция, для каштанов (выпустный режим) — прогрессивное накопление солей и железной корки.

4. Зрелая почва находится в состоянии равновесия или квазиравновесия со средой (приставка «квази» — в данном случае придает смысл «почти»). Это состояние, в котором характерны для почвы не только сдвиги, но и колебания около среднего значения, но и медленное очень медленно (Сохолов и Таргульян, 1976).

Составление этих разных подходов показывает, что первый является антиподом второму и третьему; второй и третий подобно близки, их различие заключается в существенно разной оценке скорости развития зрелой почвы во времени; четвертый подход в известной мере синтезирует третий и первый подходы.

Идейное разнообразие подходов к оценке второго этапа саморазвития почв дало и разную его терминологию: эволюция (Захаров, 1927); медленная эволюция как этап саморазвития (Роде, 1947); эволюционная эволюция (Nikiforoff, 1949); часть малого цикла жизни почвы (Розанов, 1951); эндогенная (Loze, 1956); аутономоморфия (Герсенекс, 1968); квазиравновесное существование (Сохолов и Таргульян, 1976).

Изучения эволюции заболачивания почв и хлорхлоридной материи работы являются подтверждением и развитием идеи поступательного характера почвообразовательного процесса в «зре-

лей» почве (ис А. А. Родс). Однако это не означает, что подобный характер развития является всеобщим и справедливым для любых зрелых почв в любой биоклиматической и литологической обстановке. По-видимому, можно предполагать возможность нескольких по характеру эволюционных состояний так называемых зрелых почв. Сейчас с большей или меньшей определенностью можно говорить о двух: 1) почти равновесием, 2) медленном и поступательном саморазвитии.

В ряде зарубежных публикаций, посвященных конкретным формам саморазвития почв, отражена идея поступательного характера эволюционного развития зрелой почвы. Таких работ немного, и датировать их все не представляется возможным. Но поскольку рассматриваемая проблема имеет прямое отношение к эволюции заболачивания, мы ниже остановимся на тех из них, которые, с одной стороны, являются более четкими и конкретными, с другой — характеризуют разную биоклиматическую обстановку.

В умеренном гуманом поясе изучены несколько подобных рядов почв. В Северной Франции на карбонатных абсольдных суфлантах последовательность саморазвития почв следующая: бурый карбонатный → буровый с комковатым горизонтом В → бурый лессовидный с иллитовым горизонтом В → лессовидный → лессовидный слабогидрированный с иллитом → лессовидный гидроморфный лессовидный с фрейжиеном → лессовидный гидроморфный типа педолюк (Fedoroff, 1968; Begon, Jambagne, 1971; 1972; Jambagne, 1972; Conik, 1976). Три последних члена ряда появились в результате саморазвития за историческое время, четвертый (лессовидный почва) и все предыдущие — за предшествующий период, длительность которого приблизительно (Jambagne, 1972).

Предполагается, что раннее почвообразование может соотноситься с крестовым межледниковьем, однако это вызывает сомнение, так как рассматриваемая территория впоследствии являлась перигляциальной зоной и не могла не испытать существенной трансформации форм рельефа и поверхностных тложений, связанных с полной переработкой и аккумуляцией абсольдных тош (Fedoroff, 1968). Жаман (Jambagne, 1976) предполагает, что в рассматриваемом ряду можно выделить три фазы саморазвития почв, каждая из которых характеризуется несколькими основными процессами, создающими условия для появления следующей фазы: 1) флювиальное выветривание, декорбонитизация, ослизнение; 2) элювиально-иллитовая дифференциация, образование в тонких фракциях разбухающих минералов; 3) ослизнение, образование горизонта типа фрейжиена.

В одной из работ (Conik, 1976) разбирает «фрагмент» подобного саморазвития, а именно процессы, способствующие в истекшее время углублению белесых языков в иллювиальную толщу. Подобный ряд саморазвития на абсольдных суфлантах

был внесен и применительно к другим территориям Западной Европы (Dudel, 1933; Alternüller, 1957).

Для ФРГ Мюккехаузен (Mückehausen, 1971) описал ряд саморазвития на эвальных ленточных отложениях: клеевый бурозем → оподзоленный бурозем → бурозем-пеллодрейф. Он полагает, что второй член ряда сменял первый в результате естественного развития почвообразования под пологом дубово-березового или дубово-березового леса. Появление третьего члена связано с формированием слабоподзолисто-го или слабого горного горизонта в профиле оподзоленного бурозема. Развитие этого ряда укладывается в определенное временной интервал: от начала голоцена (около 10 тыс. лет назад) до начала средневековой культуры лесов на рассматриваемой территории, которое датируется бронзовым веком (на границе суббореала — субатлантика, 2—3 тыс. лет назад). Таким образом, этот трехчленный ряд развивался на протяжении всего 7—8 тыс. лет. Мюкке предлагает, что наиболее достоверной была бы дата оподзоленного бурозема.

На северо-востоке Шотландии имеются данные о протекающем с начала голоцена саморазвитии следующего ряда почв на легких породах (суглинок — легкий суглинок) под дубово-ольхово-березовым лесом: бурья лесная → бурья подзолистая → подзол с листовым горизонтом В. Сопоставив данные с данными палеонтологического анализа и археологическую датировку (степень римского времени), Романс (Romans, 1962) пришел к выводу, что начало формирования подзола (и оподзоленного горизонта В) относится к концу атлантического периода и началу суббореального (около 6 тыс. лет назад) и что степень зрелости горизонта В является функцией времени (поэтому особенно важно с точки зрения саморазвития почвы).

Для песчаных порожений Велландии изучен ряд саморазвития при неглубоком залегании (1,5—2 м) почвенно-грунтовых вод (Алленсхук, 1966). Мы рассмотрим часть этого ряда, в которой, по Эмерису, саморазвитие почвы обязано только саморазвитию биогеноза — дубово-березового леса. Изученный ряд представляет следующий почвенный ряд: регбем → бурья почва → бурья лесостепная почва → подзолистая почва → предподзол. Временной интервал, в который укладывается этот ряд, составляет 7—8 тыс. лет (начало голоцена — бронзовый век). Появление последних членов ряда вызвано антропогенным воздействием растительности.

Таким образом, рассмотрены четыре случая саморазвития почвы, описанных для сходных биоклиматических условий (умеренная гумидная зона), но несколько различающихся по характеру материнских пород, отсутствию или наличию грунтовых вод. Несмотря на антропогенные различия и, возможно, ряд других локальных различий, в рассмотренных рядах прослеживается в общем сходный тренд саморазвития почвы-образования. Вначале из слабообразованной почвы (стадия А<sub>0</sub>—С была, конечно, выражена во всех рядах) формируется бурья пеллодрейфовидная почва;

отем и ней начинает проявляться эволюционно-эпигенетическая дифференциация (мессояж, сидеризование), в результате которой формируется иллювиальный горизонт, со временем приобретающий все большую плотность и водоупорность. Подобное развитие горизонта В приводит в конце концов к превращению в профиль процессов выветривания, также усиливающихся с течением времени и значительно трансформирующих (в том или ином направлении) профиль, сформировавшийся в предшествующую эволюционно-эпигенетическую фазу развития.

Следует отметить, что в этих рядах саморазвития, состоящих и основную их часть с целью сформированных профилей (зренках), очень трудно выделить почву, соответствующую понятию «квасиравновесная почва». Используя преимущественно ретроспективный взгляд, можно сказать, что каждая из этих зренных почв была квазиравновесной для своего временного среза, длительнось, по-видимому, несколько тысячелетий. Затем в результате непрерывного медленного поступательного саморазвития она уступила место другой квазиравновесной почве и т. д. Последний член в этих рядах также представляет собой квазиравновесную почву, но только для наблюдаемого сейчас временного среза, и в дальнейшем, если бы продолжалась современная трансформация профиля, он сменился какой-то иной почвой.

Тропические и субтропические области представляют наибольший интерес для изучения развития почв во времени, так как в них распространены наиболее древние почвы зрелого возраста и теоретически нуль-момент почвообразования имел место в третичное — четвертичное время или даже в позднем мезозое. Вместе с тем стала большой длительность почвообразования неслучайно предполагает нестабильность факторов почвообразования, в частности климата, а также проявление тектонических и денудационных процессов. В тропических низкоширотных областях тектонические движения и денудация особенно способствуют усложнению почв и кор выветривания. Поэтому в этих областях представляется, с одной стороны, спектры почв разных стадий зрелости, а с другой — в них, по-видимому, довольно редки «чистые» линии эволюционного развития, т. е. развитые в течение длительного времени, но сложившиеся процессами вымыва, аккумуляции и перемещения материала.

Саморазвитию почв во времени (по-видимому, всягда при известных флуктуациях климата, хотя и ограниченных во влажнотропической области) посвящены, в частности, два исследования, относящиеся к территории Верхней Волги (Bonet, 1972) и Кайеруна (Siefelmann, 1973). В первом из них описаны почвы на гравитках, представляющие, по мнению автора, следующий прежний ряд: бурое эутрофное — эвродное ферраллитное — диспертированные. От добавляет, что формирование подобного временного ряда обуславливается сменой во времени двух типов выветривания профиля. Первый тип выражается в выветривании и сгущивании *in situ* при исходном перемещении

щества, что приводит к текстурной дифференциации профилей и подготавливает условия для формирования второго типа. Последний развивается во втором и особенно в третьем классе ряда, образует В становится практически конденсированным, и тем оказывается псевдоглин, что приводит к тотальной трансформации поверхностных горизонтов профиля.

Во второй работе рассматриваются ферралитные сильноокисленные почвы на базальтах. Автор утверждает, что длительность почвообразования достигает 2—3 млн. лет. Занес различных минералов в почвенной толще практически исчерпан (верхние горизонты — габбект, нижние — негасгалузит), и процессы выветривания в основном закончены. При отсутствии эрозии подобные габбектовые аккумуляции эволюционируют в бокситы, но, как подчеркивает автор, подобные кислые продукты почвообразования встречаются в Камеруне крайне редко, так как топографическая позиция габбектовых почв (выше 1000 м абс. высоты) обеспечивает их высокую потенциальную эродированность.

М. А. Глазговская (1972) провела анализ древних неглубокозаветрелых почв тропического и экваториального пояса (содержание фуззало-ферралитов). Она отмечает, что и этих почвах в современных условиях действует активный процесс биохимического метаморфизма под влиянием двух элементов — фуззалокислот и аморфизма. Важнейшим современным процессом М. А. Глазговская считает изменение химического состава почвенной толщ по сравнению с корой выветривания, вынос из горизонтов А и В гидроксидов железа и алюминия и остаточное накопление кремнезема. В этом случае имеет место оподзоливание почв, а также поверхностное окисление.

Сходные выводы получены при исследовании развития ферралитных почв во времени на территории Сенегала, где описана постепенная эволюция этих почв в «безжизненные» почвы (Chauvel, 1972).

Приводя примеры по тропическим и, в частности, ферралитным почвам, мы рассматривали только одну часть доказательств, что эти достаточно древние и сильно выветренные почвы обларуживают в современный период определенный тренд саморазвития. Мы не берем на себя смелости дать анализ возможных направлений этого саморазвития. В связи с разнообразием представлений, встречающихся в литературе по тропическим почвам, их оценка при отсутствии личного опыта работы в тропиках представляется чрезвычайно затруднительной и может привести к ошибочному заключению. Поэтому мы ограничимся следующим узким фактологическим выводом.

Определенным группам почв жаркой гумидной области в современный период и, скорее всего, в течение последних тысяч лет свойственно суживающее, приводящее к эволюции одномерной дифференциации профиля и одновременно (или вслед за этим) к проявлению в профиле поверхностного оглеения. Характер этого саморазвития очень сходен с описанным для почв умер-

режной гумидной области; существенное различие представляет минералогический флор, а также, по-видимому, и характер биологического круговорота, состав и стрессовости специфических органических соединений; различны и темпы процессы.

Следует отметить, что существует и другие мнения о развитии во времени почв влажнострессовых областей, в частности об отсутствии их существенных изменений (на древних поверхностях выравнивание) на протяжении эпох тысячелетий (Мазз, 1968). В то же время именно на этих территориях может реализоваться превращение зрелой почвы в дряхлую, когда процесс почвообразования доходит «до конца» и «времени для подобной почвы перестает существовать» (Боул и др., 1977). Здесь имеется в виду почвопочве аккумуляция инертного материала —  $R_2O_3$  и тяжелых минералов.

Примеры саморазвития почв в аридных (семинаридных, в частности субгумидных) условиях могут служить материалы Руэллана (Ruellan, 1970; Ruellan et al., 1978) на территории Марокко. Анализируются развитие во времени широко распространённых в этих условиях каиничморфных почв с карбонатным дифференцированным профилем (основные генетические горизонты  $A_{ca}$ — $B_{ca}$ — $C_{ca}$ ) и особенно развитие во времени горизонта  $B_{ca}$ . Выделяются следующие стадии развития этого горизонта по концентрации в нем карбонатов, маркируемых в то же время определяющие стадии развития профиля в целом: диффузные скопления карбонатов—гранулы—клубки—осаждение коры—кора—→плита.

Руэллан подчеркивает, что это развитие имеет место и в современнейший период, — это «подвешенный» режим, и эти древние почвы «живут и сейчас». Чем более аридным является климат, тем медленнее скорость процесса. Для образования коричневых горизонтов  $B_{ca}$  потребовался весь четвертичный период, в течение которого развитие процессов и свойств шло в одном направлении. Руэллан отмечает, что в течение четвертичного периода изменения климата были или незначительны, или кратковременны. Несколько позже этот процесс был вызван эпизодом в неарктической палеоазиатской среде с очень высокими рН (Ruellan et al., 1978).

Сущность этого саморазвития, характерного для аридных суб-аридных областей, заключается в формировании карбонатных кор путем замещения всех силикатных минералов почвой кальцием.

Соотношение метаморфоза и саморазвития почв в их темпы. Наиболее распространенным является мнение об определенной синхронности протекания во времени саморазвития (акти-метаморфоза) и метаморфоза (параметаморфоза) почв и материнского порода. Та же мысль была высказана и Б. П. Сукачевым (1964) относительно синхронности эндогенеза и экзогенеза и развития биогенеза.

Это положение имеет двойственный смысл. С одной стороны, истинной стабильности факторов почвообразования не существует.

пуст, они постоянно исключаются. С другой стороны, об изменении факторов в метаморфизме почвы и метаморфоз говорится только тогда, когда это изменение превышает порог чувствительности биосферы и почвы. Такая трактовка, несомненно, условна, тем как очень трудно определять такие постоянно изменяющиеся (в известных пределах) факторы на функционирование биосферы и почвы. Эти один смысл вознес в синхронности саморазвития и метаморфоз. Другой его смысл заключается в том, что в одной и той же почве отражены в той или иной мере свойства и периоды ее саморазвития, и периоды метаморфоза (алювия, когда в результате изменения факторов почва уничтожается, не рассматриваются). Переход от одной формы развития к другой в общем постепенен, свойства разных форм сопряжены, переплетены в одном и том же почвенном профиле. Это позволяет говорить о том, что обе формы эволюции участвуют в формировании той или почвенного покрова и можно лишь выделить отдельные этапы, на которых та или другая форма имеет решающее значение (Фридленд, 1972).

Из этого вытекает определенная условность вычисления периодов саморазвития и метаморфоза по общему эволюционному развитию почвы. Степень этой условности в значительной мере определяется соотношением времени, которое необходимо для формирования зрелого профиля (длительность первого этапа саморазвития), и длительности существенно стабильных климатических циклов (развитие рельефа и условия формирования денудации характеризуются другим порядком временных интервалов).

Длительность первого этапа саморазвития, очевидно, очень разноразна в разных литологических и биоклиматических условиях, и данных по этому вопросу очень мало. По наиболее изученным в этом отношении песчаным почвам умеренной гумидной (и отчасти холодной) области известны следующие данные по длительности первого этапа саморазвития: Северная Швеция — 1000—1500 лет (Тамм, 1950), Аляска и ФРГ — 3000 лет (Croker, Major, 1955; Hamblach, 1958), оз. Мичиген — 4000 лет (Freyesteier, Whiteside, 1963), побережье Советской Прибалтики — около 2000 лет, Карельский перешеек — около 2300 лет (Таргулдан, Александровский, 1977).

Несмотря на значительный разброс этих цифр, все-таки можно говорить о том, что формирование квазиравновесного профиля песчаного подзола высшей Мюллера протекать в условиях достаточной климатической стабильности отдельных периодов голоцена, длительность которых измеряется несколькими тысячами лет. Однако в то же время из песков ввиду их хорошей водопропускности формирование зрелого профиля, по-видимому, должно протекать быстрее, чем на других породах. Но в отношении последних вопрос о темпах достижения дозой квазиравновесия остается открытым: имеются лишь отрывочные соображения по этому поводу (Розе, 1947; Мейер, 1948). Например, Ф. Дюпюфур

(1970) считает, что бурная лессыбирившая почва на лёссовидном суглинке достигает зрелости за 5000 лет.

Из приводившихся рядов сакоразвития почв в умеренной гумидной области Западной Европы следует, что для формирования каждой следующей почва ряда было необходимо несколько тысяч лет. Но в этих рядах каждая следующая почва формировалась в «теле» предшествующей, что, по-видимому, ускорило формирование профилей. Возможно, что эти случаи нельзя сравнивать со случаем формирования почв на песчаноматерий литеринской породе, который был приведен для незначительного подзема.

По объекту признанию, метаморфоз почв совершается значительно быстрее, чем их саморазвитие. Ф. Дюшофур (1970) считает, что для эволюции (регрессивной) достаточно сотни лет. Например, эволюция бурных лесных или лесовывращивающих почв в подзола при сыле известности лесов живыми протекает за 200—300 лет. В Центральной Франции на лёссовидных суглинках описан происшедший в связи со сменой дубовых лесов пустынными метаморфоз бурой лесной лессыбиривающей почвы с шиповым гумусом в псевдопелл, совершившийся за несколько десятков лет.

Подобных данных много, и большая их часть связана со сведениями первичных лесов человеком в Западной Европе и римские времена и замочай их теми или другими вторичными ассоциациями (Louis, 1971; McArthur, 1972; Cully и я., 1972; Guillet, 1974; Tavelier, Louis, 1970). В этих материалах указано начало метаморфоза, но длительность формирования первой почвы, и сложение, остается неизвестной. В Швеции было проведение интересное наблюдение за метаморфозом бурых лесных почв, развитых на территории, являтой ранее буковыми лесом, после посадки на ней 90 лет назад елового леса. За этот короткий отрезок времени в почве развился эвдемпальный и плазидальный горизонты, моллиновый тумус счелся на мор, изменились физические свойства, снизилась рН и содержание подзолистых оснований (Nilgärd, 1971).

Весьма активные трансформации почв, связанные с изменениями природы среды, при приближении почвы к состоянию эвдемпации происходят с полными условиями все более задерживается (Роде, 1947; Дюшофур, 1970).

Периоды саморазвития и метаморфоза почв — это лишь отдельные звенья, временные отрезки нередко прерывистой во времени общей эволюции почвообразования на протяжении всей истории биосферы Земли, получивший в литературе различные терминологические выражения: эволюция почв в широком смысле (Махаров, 1927); геологическая эволюция почв (Роде, 1947); геологический цикл жизни почвы (Ротанов, 1951); эволюция почвообразования (Герасимов, Глазозская, 1960; Герасимов, 1968); эволюция и почвообразование в геологическом масштабе времени (Уаайон, 1962). Эта форма эволюции была детально рассмотрена В. А. Ковдой (1965, 1973).

Разные типы почвообразования являются историческими категориями, каждый генетический тип имеет свой абсолютный возраст, так как он возникли в разные геологические периоды жизни Земли. Предполагается, что для генетической эволюции решающее значение имеет трансформация почв под влиянием изменения факторов (метаморфоз), что способствует возникновению новых форм почвообразования и приводит ко все большему многообразию почвообразовательных процессов и свойств почв (Герасимов, Гилевицкая, 1960; Герасимов, 1968). Эта третья форма эволюции почв не является предметом рассмотрения в настоящей книге.

Ф. Дюшанфур (Duchaufour, 1976) предполагает, что фактор времени настолько существен, что, вообще говоря, нужно различать два главных тренда эволюции почв: кратко эволюцию в холодных и умеренных областях, где органическое вещество играет основную роль, и длительную эволюцию в тропиках, — областях, где минеральное выветривание является основным процессом.

Поскольку трансформация почв при метаморфозе весьма многообразна, было сделано попытка их классифицировать, основанная на устойчивости к трансформации и способности к наследованию трендов почвенных профилей при изменении факторов-почвообразователей. Выделено четыре типа почвенной трансформации: спиральная, развивающая, наследующая и исчезающая (Гаргульян, Александровский, 1976). Предполагается, что в природе чаще могут быть выражены не эти типы в чистом виде, а их комбинации.

### Метаморфоз и саморазвитие катены

Катена иллюстрирует основные закономерности географической. Ее геохимическое содержание позволяет достичь и глубже понять механизм формирования почвенных комбинаций и генетические связи составивших их компонентов (Фридрикс, 1972). Изучение эволюции почвообразования в тайге Западной Сибири проводилось двумя главным образом путем исследования катен. Это и обусловило необходимость специально рассмотреть некоторые представления о строении катены, дифференцирующих ее процессах и их возможном развитии как во времени, так и под влиянием изменений приземной среды.

Понятие «катена» было введено Милленом (Milne, 1936) для обозначения соразмерного по рельефу ряда почв, различающихся некоторыми связанными с различиями высотности уровнями и условиями, определяемыми дренажем. Он выделял два варианта катен: с однородным (наиболее чистый вариант) и разнородным литологическим фоном. Несколько позже было предложено не употреблять для второго варианта термин «катена» (Vishniel, 1942).

Миллен вкладывает в это понятие разнородное содержание: почвенно-гидрологическое (дренаж), почвенно-геохимическое (неравномерное распределение твердого и растворимого вещества), почвенно-гео-

графическое (определяющее пространственное сочетание разных таксономических единиц), картографическое (единица картографирования) — «category of maps». Важнейшими условиями развития катены от чистой литолого-геоморфологической и палеогеографической обстановки.

Одновременно во Франции были предложены понятие «почвенные цепи» (Lafforgue et al., 1936), и вообще аналитичные понятия «катены». М. А. Глазковская (1968) ввела понятие «почвенно-геохимические сопряжения», также аналогичное катете. Банцхалл (Bancshall, 1942) сделал попытку расширить понятие «катеты», предложив термины «ктематетны», автокатеты, хронокатеты и флорокатеты. В последнее время, по-видимому, во избежание утери понятием «катета» его достаточно определенного смысла эти термины употребляются редко и заменены соответствующими терминами — климариад (climacosequence), элатериад (elutosequence) и т. д. (Glossary of terms..., 1976).

Банцхалл предложил выделить простейший распознаваемый элемент катеты — «основной прирост». Разные основные приросты объединены в «семейства» катетов. Почвы соседних сегментов могут различаться на высоком таксономическом уровне (Glentworth, Dion, 1949).

Значительный вклад в теорию катеты был внесен развитием геохимии ландшафтов (Полынов, 1984; Глазковская, 1982, 1969, 1972, 1973). Как известно, геохимический ландшафт был разделен Б. В. Полыновым по характеру миграции химических элементов на три элементарных сопряженных ландшафта: элювиальный, сувераккумулятивный и субкумулятивный. М. А. Глазковская (1962) детализировала эту классификацию, разделяя типы элементарных ландшафтов на подтипы. Отрезок катеты, соответствующий подтипу элементарного ландшафта, возможно, близок по смыслу к сегменту катеты Банцхалла и к сектору катеты Янга (Young, 1972). М. А. Глазковская (1986) предложила подразделять почва внутри катеты на геохимически ассоциированные (повышенные участки) и геохимически подчиняющиеся (склоны и депрессии).

Янг (Young, 1972) указывает, что при изучении катеты нужно иметь в виду три аспекта. 1) форму — изменение физических свойств или их склона; 2) процесс, т. е. агенты, вызывающие изменение свойств; 3) организацию, т. е. комплексные формы во времени. К структуре катеты относятся только первый аспект. Янг предполагает, что анализ формы должен основываться на идентификации отдельных горизонтов, наличие горизонтов по всему склону или его выщипывание, разнообразие или изменение его свойств, мощности и положения относительно поверхности. Основываясь на подобном анализе, следует выделять разные секторы катеты: однородные, промежуточные, в которых один или несколько горизонтов меняются по свойствам и мощности, и секторы разных изменений, в которых на коротких радиальных горизонтах выщипываются или сильно изменяются, появляются новые горизонты.

Геохимические или литологические барьеры также можно рассматривать как один из структурных элементов катены, благодаря которым в ней формируются определенные, весьма специфичные секторы (или сегменты) почвы (или почвенных профилей). В зависимости от строения катены, почвенной или почвопочной выраженности в ней основного для данных условий набора почв были предложено выделять почвенные и почвопочные геохимические сопряжения (Перельман, 1973).

Катена формируется процессами двух категорий: вертикальными и латеральными перемещениями влаги и веществ. Янг (Young, 1972) назвал эти две категории процессов соответственно почвообразующими процессами на месте и специфическими склоновыми процессами; при этом он полагал, что первые становятся более важными при формировании катены на хорошо подпроиндустриальных горках, а вторые — при ее формировании в условиях более гумидного климата.

Латеральное перемещение влаги и вещества в катене обуславливает руководящую и контролирующую роль в ней почв элювиальной части. Так, Нэй (Nye, 1955) при изучении катены во влажных тропиках Ингрии отмечал, что ее нижние почвы в значительной мере формируются из материала, принесенного с верхней части склона, и что поэтому исследование катены нужно начинать с изучения верхней почвы. М. А. Глызюкская (1969, 1973) сформулировала это положение в более обобщенной форме: тип выветривания и превращения гумусовых веществ в элювиальных почвах определяет ряд явлений одним из главных факторов разнообразия катен.

Если биоклиматические условия контролируют общее направление почвообразования, характер миграции вещества в катенах и возможный набор составляющих их почв, то рельеф и литология корректируют эти условия и создают ту или иную конкретную катену — катену с определенными типом миграции вещества, с той или иной структурой и набором сопряженных почв.

Формирование катены процессом и характер их проявления зависят от ряда факторов, которые в конечном счете и определяют разнообразие катен. В качестве таких факторов М. А. Глызюкская (1969, 1973) выделяет: 1) тип выветривания и превращения гумусовых веществ в элювиальных почвах сопряженного ряда; 2) касательно почвенные и окислительно-восстановительные условия и степень разбавления растворов; 3) характер и последовательность геохимических барьеров (абсолютно-исходных, окислительно-восстановительных, нейтральных, температурных, биологических и др.) в геохимически подчиненных членах катены; 4) геохимическую историю ландшафта в связи с развитием рельефа и сменой климата; 5) рельеф и литологию; 6) время, т. е. возраст катены. Рельеф и литология (особенно литеральный доказатель — водопроницаемость почвенно-грунтовой толщи) определяет тип сопряжения элювиальной и суперэлювиальной частей катены. При хорошей водопроницаемости со-

знается грунтовое водное напряжение, при слабой — водное напряжение.

Геохимическая история ландшафтов, или палеогеография катены, может значительно кодифицировать как современные процессы, действующие в ней, так и ее структуру и набор основных профилей. Катена развивается и изменяется во времени под влиянием собственного возраста (саморазвитие) и изменений внешних факторов (метаморфоз).

В общих работах, рассматривающих закономерности развития катен, затрагивалась главным образом картина из этих форм развития. Были выделены монокрипные структуры почвенного покрова (или катены), все компоненты которых сформировались одновременно, и поликрипные, разные компоненты которых были образованы разновременно (Фридланд, 1972). Среди последних различают также катены палеогидрогенные (терма В. А. Ковды) и палеоклиматические (Гласокая, 1973). Отметим, что процесс развития почвенного покрова на разных этапах может приводить как к его гетерогенизации (усложнению), так и к гомогенизации (Неегтрув, 1922; Фридланд, 1972). Различают также актуальную структуру почвенного покрова и потенциальную, возникающую из актуальной в результате ее естественного развития (Фридланд, 1972). Очевидно, что эти положения в равной степени относятся и к катене.

Было предложено также разделить катены на монотонные и контрастные, что отражает характер и интенсивность процессов дифференцирующей катену (Beulet, 1975). В качестве примера приводятся две катены на границе-пнейсах в Верхней Волге: монотонная, состоящая из нейтрально-щелочных почв (бурые субаридные мерзко-солопны → бурые субаридные тлецовые), фиксирующихся при слабой горизонтальной миграции глины (субаридные условия), и контрастная (ферралитные почвы → ферралитные сильно леснигрованные → ферралитные гидроксидные тлецы), созданная глубокой выветриваемостью и активной горизонтальной миграцией глины в растворимых веществах (механистические условия).

В. М. Фридланд (1972) предложил критерии эволюции почвенного покрова: 1) появление новых компонентов, 2) изменение количественного соотношения прежних компонентов, 3) перестройка геометрии структуры, 4) полное преобразование почвенного покрова. Очевидно, эти критерии справедливы и для эволюции катены. Поскольку катена является линейной единицей, то она не может страдать только изменением в геометрии аррелии или почвенных компонентов. В ней этот критерий, а также и второй, отражаются заметным линейным размером секторов и характером границ между ними.

Следует отметить, что вопрос об эволюции катен и широким смысле слова (и саморазвитие, и метаморфоз) еще недостаточно разработан. Мы имеем в виду основные механизмы трансформации отдельных секторов катены и сопряжения в целом,

проходящие во времени или под влиянием изменений внешних факторов.

Из всех приведенных выше общих положений следует, что три основных вида среды эволюции катен претерпит также, как и в условиях стабильных факторов, три дилеммы ее верхней почвы, т. е. трансформируется в основном исходной латеральной миграцией влаги и вещества. Примером подобно типа эволюции катен были детально исследованы Тюренком (Turenne, 1977) во влажнотропических условиях Французской Гвинеи на трантах. Тюренк показывает, что катены длительное время развивались на стадии ферралитизации. Современную эволюцию катен в направлении оподзоливания и оподзоления связывает с увеличением количества осадков в начале голоцена (палеоклиматогенная катена). Определение возраста по  $C^{14}$  горизонту Bh, позволяющее только в результате оподзоливания, указывает, что он является наибольшим в верхней почве катен (11 тыс. лет). Таким образом, оподзоливание развивалось постепенно сверху вниз по склону.

Тюренк очень детально описал механизмы трансформации катен и выделил три основных фазы ее развития после замещения климата: 1) первичальное выщелачивание почвы железа, обусловливает дифференциацию профилей на горизонты A2 и Bt; 2) начало застоя влаги в поверхностных горизонтах; 3) увеличение гидроморфизма верхних горизонтов, прогрессирующее разрушение горизонтов A2 в верхней части Bt, появление скелетных горизонтов Bh и Bs. В результате в катене появились следующие последовательности почв (тип по склону): подзола и подзолистые—ферралитные—гидроморфные выщелоченные с кошачьими профилями. В основной катене развитие верхней почвы и восходящей латеральной миграции на процессе ее эволюционного преобразования достаточно сложное.

В то же время в ряде региональных исследований описаны существенные различия восходящей латеральной миграции влаги и вещества как при саморазвитии, так и при метаморфозе катен. По-видимому, впервые подобно ясно было описано Н. В. Орловским (1955) для местности Варабукской низменности. Вся изученная катена являлась суперэкваториальной и занимала три элемента рельефа: гряду, ее подножие и западину (с болотом). Вспой в болоте скапливалась обильная верховодка, ее уровень был выше уровня поверхности у подножия, а иногда и выше ее уровня на гряде. Вследствие этого происходила медленный сток грунтовых вод и содержащихся в них веществ в сторону гряды, т. е. обратно уклому поверхности. Позже подобное же явление было описано для южнотропической катены того же региона (Структура, функционирование..., 1976).

По-видимому, одним из наиболее полных и аргументированных исследований последних лет по саморазвитию катен является работа Бюше (Bouquier, 1973) по сухим транхам Республики Чад. Изученные катены представляли собой сочетание

точка: окислительная леснизированная тропическая → леснизированная гидроморфная → пашисомы → окислительный солончак → вертисиль. Бокке рассматривает почвенные катены как саморазвивающиеся системы, фактор времени в их развитии является основным. Следует отметить, что в этих системах с определенного момента начинает проявляться активное влияние внешних факторов на лежащие ниже горизонты. В частности расти вверх, а латерально — в направлении к верхней части катены.

Основной вывод, сделанный Бокке, заключается в том, что изученные катены имеют тренд саморазвития вверх, а не вниз по профилю и стремятся в этом саморазвитии к аккумулятивной фазе. Датирование по  $C^{14}$  карбонатов подтверждает этот вывод. Бокке считает, что подобный тип саморазвития катен широко распространен в различных биоклиматических зонах Африки — экваториальной, тропической гумидной, сухой аридной, крайне аридной. К аналогичному выводу пришли и Буле (Boule, 1976) при исследовании саморазвития катен в судано-сахельской зоне Африки.

Следует упомянуть еще одно исследование, касающееся саморазвития катен по влажносубтропическому району США (Nelson et al., 1968). В нем нет прямых данных относительно саморазвития катены, но приведенный фактический материал свидетельствует об этом. Рассматривались две катены разного возраста (молодая и старая), и с этих позиций анализировались различия морфологии и свойств фрежипенных горизонтов, приуроченных к тому сектору катены, в котором происходит переход от ее эволюционной части к суперэволюционной. Авторы этого исследования подчеркивают, что возраст катен, а следовательно, длительность выветривания и процессов перемещения веществ в катене играют определяющую роль в формировании морфогенетических признаков фрежипена. В молодой катене он имеет мощность всего 36 см (почва — типичный умбракулус), в старой катене — 84 см (почва — умбрик драммакулус). В последнем случае вследствие почти полной подмороженности фрежипена существенно меняются условия вертикальный и латеральной миграций веществ в катене.

Разделение катен по формирующим их процессам, по структуре и составу не разработано. М. А. Глазовская (1973) предложила подход к такому разделению. Он заключается в том, что основные типы катен связаны с определенными почвенно-геохимическими полями (зонами увлажнения материков), затем с определенными почвенно-геоморфическими регионами, а в их пределах — с почвенно-геоморфическими районами. Ей же принадлежит первый опыт характеристики катен разных биоклиматических и геоморфологических регионов земного шара.

Номенклатура катен пока еще не является строгой; в ней не отражены или основные вещества (элементы) вертикальной и латеральной миграции, например ферри-феррогуму-

ловый тип в тайге Западной Сибири (Павловская, 1973), или горизонты, созданные этой хитрацией (латеритный тип), или осадочные типы почв, представляющие катену (ферралитно-микрокристалловый тип). Очевидно, что разработка и уточнение номенклатуры имеет составитель большие трудности из-за многофакторности формирующих их условий.

### ЭВОЛЮЦИЯ ЗАБОЛАЧИВАНИЯ ПОЧВ

Прежде чем попытаться осветить имеющиеся к настоящему времени представления о заболачивании почв, необходимо уточнить, какой смысл вкладывается в понятие «заболочивание».

Материалы, приводимые в болотоведческой литературе, показывают, что понятие «болото» толкуется разными группами исследователей болотистых ландшафтов, поэтому термин «заболочивание» не имеет однозначной четкой трактовки. Официально принято следующее определение понятия «болото»: это «тип земной поверхности, состоящий или состоящий в процессе образования из увлажненного, покрытый специфической растительностью и характеризующийся соответствующим почвообразовательным процессом. Болото может быть с торфом и без него» (Низинко, 1967, с. 1695—1696). С этим определением в его последней части не согласны многие болотоведы, считающие процесс торфообразования и торфобактериен обязательным признаком болота. Существует также и очень широкое понимание болота: к ним относятся торфяники, маршальные болота, заболоченные леса, дуги и тугиры, пресноводные и солоноводные сообщества эвтрофитов с минеральными и органическими водными растворами и даже солончаки (Кат, 1941, 1971).

Следует отметить, что в отечественном почвоведении понятие «болотная почва» исходит не более узкого понимания болота, чем в приведенном выше официальном определении. Для болотных почв (это группа почв весьма разнообразна как классификационно, так и функционально) обязательным признаком является наличие с поверхности горизонта аккумуляция разлагающегося или неразлагающегося органического вещества или илистой мощности (Толстой словарь по почвоведению, 1975; Классификация и диагностика почв СССР, 1977). В этом отношении трактовка понятия «болото» в советском почвоведении очень близка к его трактовке теми болотоведами, которые также считают торф обязательным признаком болота.

При подобном сходстве имеющих место изучение обеих наук существенно различаются. Для болотоведов болото — это система: вода—растительность—торф (Богдановская-Гизеф, 1949). Именно торфяная залежь целиком, со всеми ее свойствами, и подлежит изучению. Почвоведы же в случае формирования болотной почвы из достаточно влажной торфяной залежи изучают только часть этой залежи (в пределах верхнего 1 м),

включающую деятельный горизонт болота и верхнюю часть инертного горизонта, которая приписывается за торфяно-органическую почвообразующую породу (Скрапнигха, 1954); однако в случае мелкозалежных болот (оккуп 35 см и меньше) профиль болотной почвы включает не только торфяную залежь, но и подстилающие минеральные горизонты до нижней границы флукуиант грунтовых вод. Таким образом, поставленный объект изучения в болотах в обоих случаях является более узким, в другом — более широким, чем объект изучения болотоведов.

В зарубежном почвоведении ландшафтные террины в классификации почв используют весьма редко, в том числе и термин «болотные почвы». В классификации немецкой школы выделяются болотные минеральные (*minerale Böden*) и болотно-глеевые (*Moorsümpfe*) почвы, не имеющие торфяных горизонтов (Розанов, 1974). В других действующих в настоящее время зарубежных классификациях болотные почвы рассматриваются в разных классификационных категориях, главным образом как глеевые, органо-глеевые (*histosols*) и гидроморфные почвы. При этом термин «болотная почва» не употребляется, и поэтому выделить соотношение или несоответствие и непонимание термина «болото» трудно.

Понятие «заболочивание» широко используется и в болотоведении, и в почвоведении. В большинстве болотоведов — это «наступление болотного процесса на окружающие его минеральные почвогрунты, которое в зависимости от того для какого из указанных терминов «болото» применяется за торфянование или другие явления, свидетельствующие о прогрессирующем нарастании переувлажненной территории (Иванов, 1975).

В почвоведении понятие не достаточно однозначный смысл понятие «болотные почвы», термин «заболочивание» не имеет строгого смысла. Часто заболочиванием называют любое усиление увлажнения почв, в частности и такое, которое не может, даже при прогрессирующем нарастании, привести к смене существующей почвы болотной (например, превращение почвы лугово-степной рая в луговую, образование моралей засоленных почв и т. д.). Более того, иногда термин «заболочивание», являясь динамическим, употребляется при описании статичных, относительно равновесных явлений в почвенном профиле или в почвенном покрове. Например, указывая, что почва характеризуется признаками заболочивания, имеют в виду просто наличие в ней тех или иных черт переувлажнения — глеевых явлений, корриций, некоторого отрубания органо-генного горизонта. Иногда под заболочиванием подразумеваются значительное участие в почвенном покрове пату гидроморфных и гед-роморфных почв. В этом случае понятие «заболочивание» употребляется в смысле статического понятия «заболоченность». Между тем высшая степень заболоченности может быть, и не связанная с процессом заболочивания суходолов, а обусловлена, например, областью депрессий рельефа, в которых могут быть

разветы болота, занявшие свою «эволюционную» геоморфологическую позицию и не выходящие за пределы депрессий.

Следует отметить, что у классиков отечественного почвоведения трактовка понятия «заблачиваемые» является достаточно строгой (Земаров, 1927; Родс, 1947; Сибирцев, 1957; Афанасьева, 1977) и ему соответствует процесс преобразования любых почв болотного и болотного, т. е. характеризующиеся олесением и аккумуляцией полуживых неразложившихся органического вещества.

С почвоведческой точки зрения, длительно или постоянно переувлажненные почвы могут быть весьма различными по составу и свойствам в разных природных условиях: качества органического почвообразовательного процесса, особенностей всей этой почвенной (как это указали при определении понятия «болота»), биодинамике, не существует. Неправильно также, что болото с торфом и болото без торфа — это два существенно различных природных ландшафта, так же как и почвы, имеющие и не имеющие полуживых неразложившихся органический горизонт, различаются на высоком таксономическом уровне.

Процесс гидроморфизма в различной природной обстановке имеет разнообразные формы проявления в почвах, состоит в них появление разных процессов: олесения, торфонакопления, биотурбации, синтеза, ферментации, дубо- и короеобразования, засоления и др. Эволюционные пути, которые проходят почвы под воздействием столь различных процессов, весьма многообразны, и поэтому конечные стадии эволюции — гидроморфные почвы — также существенно различаются.

Саморазвитие и метаморфоз почвы или почвенного покрова в условиях нарастающего увлажнения можно объединить под названием поррогидроморфизма эволюции почв или почвенного покрова (агр. роста — в дальнейшем, в будущем). Соответственно можно различать поррогидроморфное саморазвитие и поррогидроморфный метаморфоз почвы и почвенного покрова. Поррогидроморфизм почвы, как уже говорилось, принимает весьма различные формы, и каждая из них завершается своего назначения. Одной из таких форм является возмужание и развитие процесса аккумуляции полуживых неразложившихся органического вещества в почвах. Именно это направление поррогидроморфного развития, по нашему мнению, следует называть заблачиванием.

Необходимо обратить внимание на некоторое различие критериев и терминологии, используемых в ботанике и почвоведении при определении и характеристике соответственно торфяной залежи и органических горизонтов болотных почв. В ботанике «торф — это органическая торфяная порода, содержащая не более 50% минеральных веществ (от абсолютно сухого вещества торфа)» (Тюрингов, 1976, с. 8). Слой торфа, достигающий мощности не менее 30 см в естественном (всосушенном) состоянии, называется торфяной залежью (Мазанг, 1974).

Существуют и другие мнения. Например, Хэйланд (Haglund, 1975) предлагает считать торфяной залежкой слой торфа мощностью не менее 40 см, а в других случаях (торфяной слой 20—40 см) — залежками торфяной «торфяной почвой».

В отечественном почвоведении органогенными горизонтами называют те, которые содержат не менее 70% (по объему) органического вещества любой степени разложивости (Подземы и определения..., 1972). Таким образом, нижний предел этого понятия выше, чем в болотоведении (соответственно 70% и более органического вещества и горизонты или 50% в торфяной залежке).

Органические горизонты, имеющие общий индекс O, кроме того, разделяются и подразделяются по степени разложения с их органического вещества: O1 — содержит практически неразложившиеся растительные остатки — это те горизонты, которые по степени разложения принято называть торфяными (так в дальнейшем и будем именовать); O2 — степени разложения растительных остатков средняя — это торфянисто-переходные горизонты; O3 — степень разложения значительна, растительные остатки полностью утратили первоначальную форму — это переходные горизонты. Отсюда, что это деление в общем соответствует трем градациям степени разложения торфа, принятым болотоведами: слабый, средний и сильно разложившийся торф (Тюренина, 1976).

В отечественном почвоведении выделяются еще органо-минеральные горизонты (АО), содержащие органическое вещество в количестве 30—70% (по объему); это органическое вещество находится в механической смеси с минеральной частью горизонта (Подземы и определения..., 1972). Часть этих горизонтов, содержащая 30—70% органического вещества, попадает под определение «торфа» в болотоведении. В почвоведении органо-генные горизонты разделяются также по мощности на торфяные (>50 см) и торфянистые [30(20)—50 см]; при этом подельные горизонты могут быть характерны не только для болотных (глеевые торфянистые и торфяные болотные), но и для полуболотных и даже для автономных почв (болотки-подзолы, глеевые подзолы, некоторых тундровых глеевых почв и др.). С точки зрения болотоведения, эти горизонты уже являются торфяной залежкой, в то время как в почвоведении понятие «торфяная» (торфяная залежка), так же как и понятие «болотная торфяная почва», соответствуют слою с той же мощностью горизонта O — более 50 см (Тонкихов-Словарь..., 1975).

В зарубежном почвоведении нет однозначных критериев и номенклатуры для определения и разделения органо-генных горизонтов. Приведем несколько примеров подобной неоднозначности на тех классификациях, в которых этот вопрос подвергся более детальной разработке. В классификация почв США (Soil Taxonomy, 1975) органо-генными называются горизонты, содержащие более 20—30% органического вещества (в зависимости от содер-

жания почвы) при мощности горизонта от 10 см и менее (на плотной породе) до 40 см и более, в зависимости от степени разложения его отдельных слоев, соотношения их мощностей, а также мощности и характера подстилающего минерального слоя. Таким образом, оба критерия не совпадают с критериями, принятыми в советском почвоведении. По степени разложения органические горизонты разделены на три категории: фибрик, хемик и сакрик, которые в общем соответствуют понятиям торфяных, перепревших-торфянистых или торфянисто-перепревших и перепревших горизонтов.

В системе ФАО/ЮНЕСКО (1968 г.) предлагается разделить органические (хемические) горизонты, принятое в американской классификации, по дальнейшее разделение хемосолой по свойствам органических горизонтов происходит в зависимости от условий минерального питания, отраженного в величине рН солевой: бедные (dyskric) с  $\text{pH} < 4,2$  и богатые (eutric) с  $\text{pH} > 4,2$  (Розанов, 1974). Это разделение, соответствующее по существу с разделением органических горизонтов или торфяных залежей на верховые (олиготрофные) и низинные (эвтрофные) в советском почвоведении и болотоведении, не совпадает по значению водородного pH. Кроме того, в отечественных схемах подобного разделения, помимо величины pH, используются и другие критерии, о какой-то степени сопряженные с водородным pH, но имеющие и самостоятельное значение: влажность, степень насыщенности органическим, биогенным составом растительных остатков, объемный вес (Шляхченко, 1969; Никитов, 1960; Классификация и диагностика почв СССР, 1977).

Разделение органических горизонтов в канадской системе классификации (The System of Soil Classification, 1974) в общем сходно с системой ФАО/ЮНЕСКО, но отличается большей детальностью. Например, в ней выделены, кроме органических, и органически-минеральные горизонты (LFIH), соответствующие горизонтам AO в советском почвоведении. Большой подробностью отличается разделение торфяников по их свойствам (не только по степени разложимости и величине pH); учитывается, в частности, присутствие и характер минеральных прослоек в торфе, возможное происхождение органического горизонта и т. д. По степени разложения органические горизонты делятся на фибрик, хемик и гумик.

- ★ Говоря о заболачивании и почвах болот, мы часто рассматриваем вопрос о том, являются ли почвами чисто органического образования или болотах — болотные торфяные почвы или торфяники. Этот вопрос неоднократно обсуждался в литературе и предлагались разные его решения: торфяники — почвы, или самостоятельные природные тела или полупочвы, или органические горные породы (Скрынников, 1954; Heuvelen, Jongerius, Pels, 1960; Jongerius, Pons, 1962; Соколов, 1976; Тюренин, 1976).

Дискуссионность этого вопроса заключается в следующем.

1. Развитие торфяника сопровождается ростом почвы эвекра; нижний профиль постоянно поднимается по растущей толще, и, наоборот, все новые нижние слои исключаются из сферы почвообразования. Это вообще характерно для аккумулятивных направлений почвообразования (аллювиального, вулканического и др.). Отличия торфяника в этом отношении следующие: а) почва растет за счет автохтонного, а не аллохтонного материала; б) этот материал органический, а не минеральный.

2. Субстрат торфяника — целиком органогенный, продукт взаимодействия живой и мертвой биоты, что как будто противоречит определению почвы как организ-минерального тела (Толковый словарь по почвоведению, 1977). Но в этом случае очевидно напомнить, что сеть почвы (например, засоленных пустынных терристорий), в которых биотический компонент взаимодействия сведен к минимуму, преобладает минеральный; в торфяниках же, напротив, минимальна роль минерального компонента.

3. Торфяное болото — биогеноценоз, обладающий свойством самостоятельного развития. Законы этого развития определяются климатическими, геоморфологическими, гидрологическими и гидрогеологическими условиями. Торфяная залежь развивается, подчиняясь этим законам, как единое трехмерное тело в традициях нулевой залежи и достигает иногда значительных размеров. Следует признать, что эта особенность делает наименее убедительный аргументацию в пользу того, что каждая «точка» залежи (почва, торфяник) является действительно почвой, а не одной из функциональных частей особости торфяного тела.

Известно, что торфяные болота образуются двумя путями: при нарастании водоемов и при суходольном заболачивании. В обоих случаях формирование торфяника начинается с развития его как почвы: аккумуляция почвы на сатрополе или широкий спектр суходольных почв, испытывающих нарастание гидроморфизма. Этот период почвенного развития длится достаточно долго — тысячи — тысячи лет. Следует подчеркнуть, что органо-генно-биогенные почвы «доводятся» до состояния торфяника именно почвенными процессами, регуляция из которых является синтезом, катен ослепления и торфоаккумуляции, называя только торфоаккумуляцию.

Несомненно, это позволяет представлять решение вопроса о статусе торфяника как альтернативное: 1) или торфяник (точнее, торфяная залежь в своих природных границах) — самостоятельное природное тело, возникающее в результате почвообразования, 2) или торфяники — почвы, в которых рассматривать органо-генно-биогенные почвы и торфяники как качественно разные стадии одного непрерывного саморазвития почвы, представляющего особое органо-аккумулятивное направление почвообразования, которое, по-видимому, нельзя объединять ни с одним из других аккумулятивных направлений. Второе решение выгодно

дент более предпочтительным по следующим причинам: а) он расширяет представления об особенностях и «вызываемости» почвообразования; б) это «удобно», так как не исключает из сферы изучения почвообразования и географии почв объект, геохимически и геотехнически связанный с почвами, а географически — зыбильский в почвенный покров; в) оно в коротком смысле традиционно.

Но подход к торфяникам как к почвам требует пересмотра как их классификации, так и методов изучения. Торфяники следует отличать не падением уровня от организменно-глеевых почв. Такой подход пока существовал только в классификации М. А. Глазовской (1972). Если торфяник — почва, то его нужно изучать как профильное тело; и почваз этого свидетельствуют имеющиеся данные по распределению в торфяниках кальция, железа, азота, фосфора, калия, состава гумуса и других компонентов.

Для диагностики торфяников важнейшее значение имеет выяснение возможной высоты их профиля, позволяющей отличить их от разнообразных органо-глеевых почв. Основой для решения этого вопроса могут быть понятия болотоведения о деятельном и инертном горизонтах болот (Иванов, 1975). Действительный горизонт совпадает с представлением в почвоведении о профиле, его мощность в неосушенных торфяных и частично переходных болотах составляет 60–70 см. Эту цифру и следует принять как нижней предел высоты торфяной и дересовой залежи, позволяющий считать развитие в ней почвы уже не органо-глеевой (болотной торфяно-глеевой), а торфяником.

В неосушенных низинных болотах из-за неустойчивости уровня грунтовых вод вопрос о высоте их деятельного горизонта (почвенного профиля) должен решаться конкретно для каждого объекта. Инертный горизонт торфяной залежи служит почвообразующей породой, если залежь сложена однородным по ботаническому составу торфом, или подстилающей породой, если торф инертного горизонта иного состава. Ботанический состав торфа является важным определяющим; это аналогично механическому составу в минеральных почвах, является однородностью или гетерогенностью профиля торфяника. Изучение односторонних профилей с применением специально выбранных морфолого-химических методов позволяет выявить существенные организменного почвообразования, знание о которых крайне важно.

Перейдем теперь к рассмотрению круга вопросов, связанных непосредственно с заболачиванием, а также к тем представлениям, которые существуют в почвоведении и смежных науках о наличии этого процесса и процессе, его причинах, проявлениях, географическом распространении и т. д. Имеет смысл привести подобное рассмотрение, выводя его с болотоведческих исследований. В данном случае мы стоим к ним и ботанические работы,

иссающихся растительности болот, и данные торфопедунги по торфяным залежам, и работы по гидрологии болот и т. д.

Уже первые исследователи конца прошлого и начала текущего столетия отмечали, что значительная часть болот сформировалась на ранее сухих местобитаниях, т. е. путем заболачивания сухих лесов (Татаринов, 1888, 1911; Филарет, 1899; Grashner 1904; Hesselman, 1907; Haglund, 1912; Sajander, 1913). В этих работах были названы некоторые основные причины заболачивания и формы его проявления. Считалось, что уничтожение лесного пруда при периодических пожарах может являться главной причиной необратимого заболачивания суши. Но Г. И. Тауфгильд (1911) и Каяндер (Sajander, 1913) полагали, что заболачивание сухих лесов может протекать и иначе: автономно, в результате постепенной смены наземной растительности (сначала: образцы моховой) на все более влаголюбивую. Основной причиной этой смены они считали свойства земли, а именно соединив ее временем в почве слабодепрессионных или депрессионных горизонтов.

Представление о горизонтальном росте болот и заболачивании с течением времени прилегающих к нему сухих лесов предельно отчетливо сформулировано Р. Н. Аббагумом (1914) и вытекает из его генетической схемы болотных формаций. Причины разнотия болот и заболачивающих сухих лесов, стали этих природных процессов до сей поры, сложности и многообразия были впервые раскрыты В. Н. Сукачевым (1921, 1926). Универсальность и актуальность этого исследования требует более подробного его разбора.

В. Н. Сукачев (1923) полагал, что существуют два пути формирования болот: при зарастании выбоков и при заболачивании суши. Большая часть болот образуется путем заболачивания суши. Отсюда, что это явление в настоящее время является общепризнанным и разделяется крупнейшими советскими и зарубежными болотоведами (Кац, 1948; Иванюк, Шумкова, 1957; Иванюк, 1976; Тиремид, 1976; Sjors, 1976).

Заболачивание суши, как указывал В. Н. Сукачев, может происходить в двух формах: в результате горизонтального разрастания уже существующего болота и в результате автономности заболачивания лесов (сильно связан с болотами). В. Н. Сукачев (1926) отмечал, что «поднятые уровни воды в непосредственной близости к болотам или стекающие с поверхности болота и застаивающиеся ведут к заболачиванию» (с. 123). Это очень точное наблюдение было подтверждено исследованиями по гидрологии болот (Иванюк, 1953, 1957, 1975).

В настоящее время имеется много конкретных исследований по разным областям СССР, свидетельствующих о палочной природе заболачивания и сухих лесов и преобладающей роли болот. Доказательством этого являются стратиграфия торфяных залежей, состав придонных слоев торфа и характер их контакта с подстилающими гидрофильными субстратами. Такие дан-

ные имеются по лесной зоне европейской территории СССР — Карелия, Ляте, Ленинградской, Великолукской, Вологодской и Ярославской областям (Кат, 1948; Пятченко, 1955а; Кослова, 1974; Абрамова, 1974; Горохова, 1974; Григорьев, Тихомиров, 1974), по Западной Сибири — от Зауралья до Енисея (Гилькевич, 1955а; Глебов, 1955; Лыков, 1959; Нейштадт, 1971, 1972, 1976а, 1977; Миконский, 1974; Березина и др., 1974), по Дальнему Востоку — Среднеахурской равнине (Грозоров, 1965). Перечисленные работы далеко не исчерпывают всех конкретных материалов, имеющих по этому вопросу: они упомянуты с целью показать географическое распространение заболачивания по территории СССР.

В большой части этих работ описывается и фиксируется производственный рост болот, их расположение на прилегающие суходолы. Эта форма заболачивания наиболее отчетливо выступает при известных последствиях, так как процесс осуществляется с гораздо большей скоростью, чем антропогенное заболачивание лесов. Вместе с тем в ряде работ большое значение придается обилию форм заболачивания: они, в частности, касаются и западносибирской таежной зоны (Гордков, 1946; Кат, 1948; Тиртиков, 1966; Смирн, 1968).

Общих результатов заболачивания является увеличение по времени площадей болот в таежной зоне за счет площадей суходольных и заболоченных лесов. Об интенсивности этого процесса в Западной Сибири свидетельствуют подсчеты, доказывающие, что ежегодное прогрессивное заболачивание здесь составляет (в пределах таежной зоны) не меньше 45 тыс. га (Вендров и др., 1966). Подсчеты по отдельным богатым лесосекам дали в совокупности весьма высокие цифры — около 8—9 тыс. га (Нейштадт, 1971, 1977).

В почвоведении представляется, что заболачивание почв и почвенного покрова, его причины и распространение не развивались так направленно и однообразно, как в болотоведении, и испытывали в целом значительную трансформацию. По-видимому, почвоведческие представления о заболачивании были впервые сформулированы Н. М. Сибирским (1889). Прочитавшем некоторые из его работ, отличающихся глубиной и разнообразием подхода. Н. М. Сибирский писал, что: «нередко наблюдаемое расширение болот обуславливается, главным образом, климатическими факторами (обилие влаги, слабая испаряемость и прочее), различными другими причинами» (с. 80). К их числу он отнес: 1) малую расчлененность рельефа, плохой сток; 2) недостаточную подкормляемость грунта, которая еще более усиливается при наличии в грунте уплотненных горизонтов; 3) продолжительный разлив рек и сыр по низинам; 4) влаголюбивость ухов и раскательных-торфяных ухов, вызывающую побеление и разрастание моховитых лаков. Далее Н. М. Сибирский отмечал: «Если местность почвою-либо теряет дренаж, могут произойти явления усиленного заболачивания...» (с. 80). Под-

ные наблюдения Н. М. Сибирцева, позволившие ему прийти к такому заключению, относятся к средней полосе России: Нижегородской, Пензенской губерниям и Океано-Клязьминскому бассейну. Анализируя их с позиций современных представлений, можно сделать следующие важные выводы:

— лесная зона климатически предрасположена к заболачиванию;

— эта возможность реализуется, когда геоморфолого-литологические условия не могут обеспечить хороший дренаж территории;

— наличие на поверхности почвы влаголюбивого мхового покрова или органического торфяника может вызывать или стимулировать заболачивание, если дренаж территории является неблагоприятным;

— заболачивание может проявиться при изменении фактора (факторов) почвообразования, способного ухудшить условия дренирования территории; оно может проявиться и при стабильности факторов, если изначально они не обеспечивают хорошиот дренажа.

Заключения Н. М. Сибирцева являются, по-видимому, первым, достаточно развернутым представлением по вопросу о месте заболачивания среди других природных процессов в лесной зоне, его причинах и распространении; эти заключения не только почвенные, но и общегеографические.

Следует отметить, что после работ Н. М. Сибирцева процесс заболачивания в течение долгого времени (до работ А. А. Руде 50-х годов) не рассматривался как общий и всеобщий типичный для всей почвы и разнобразна его проявления. Тем не менее в этот период были получены некоторые конкретные материалы по отдельным лесным заболачиванию и высказан ряд общих заключений, представляющих несомненную ценность.

Так, по наблюдениям А. И. Гордеева (1900), главной причиной заболачивания лесов Западной Сибири является уничтожение древесногоруса естественными пожарами. Н. И. Кузнецов (1915) отметил факт расширения болот за счет сукцессии в Нарымском крае. Более общая оценка заболачиваний приводится в исследованиях С. А. Захарова (1931) и Я. Н. Афанасьева (1930). В работе С. А. Захарова одним из примеров метаморфоза почв (их изменения под влиянием изменения факторов почвообразования) является заболачивание. Причины его возникновения не приведены, но можно предполагать, что автор имел в виду уничтожение древесногоруса в лесной зоне (естественное или антропогенное), которое в некоторых случаях приводит к заболачиванию. В работе Я. Н. Афанасьева в связи с рассмотрением представленной об эволюции почв постоянной описывается мысль о том, что подзолистые почвы (песчаные подзолы — Н. К.) неизбежно развиваются со временем в болотные почвы благодаря поднятию и их профилях уничтоженных производных горизонтов (орштейнов или орстандов). Наблюдения

А. С. Афиасьевы относятся к Беларуси, где подобные образования широко распространены. Этот взгляд несколько позже разделялся исследователями, изучавшими леса севера Русской равнины (Самбук, 1932; Архенс, 1934).

Очень интересные данные по заболачиванию были получены при изучении тавг лесов Припятской низменности, развитых на валушках суглинистых (Гравовская, Роде, 1934). На ровном водораздельном участке были описаны четыре пояса, развитые в непосредственной близости одна от другой: сфагново-деревяная — торфянистая — сфагново-деревяная — торфянисто-деревяная — торфянисто-поясовая. Напокрытый покров в этом ряду имел лишь черты нарастающей гидрофильности, вплоть до сплошного покрытия сфагновыми мхами. Почвенно-грунтовые воды отсутствовали.

В изученных разрезах было обнаружено почти полное отсутствие мощностей хлорофильных генетических горизонтов. В стратиграфии верхней части органогенного торфяника торфянисто-поясовой почвы общей мощностью 36 см четко прослеживались два слоя: сфагновый и лежащий под ним зеленовато-белый. Был сделан вывод, что изученный участок был сначала занят пестоболотчатым лесом (с низкорослыми породами), а затем подвергся поверженности (перехвату, как писал автор) заболачиванию, которое, как следует из описания, протекало вполне естественно, т. е. в соответствии с климатом близлежащим болотным массивом.

Примерно в эти же годы появлялась серия детальных исследований, касавшихся заболачивания почв на вырубках (Буряков и др., 1934; Кошарь, 1937; Малышев, 1939). Был получен интересный фактический материал о развитии вторичной растительности в соответствующем направлении свойств почв через определенные промежутки времени после вырубки. В целом процесс заболачивания характеризовался как обратный и вписом в 30—60 лет в изменялись свойства почвы до глубины около 40 см. Кроме для вырубок в южной Карелии на тесно-сухотесно-хрищеватых породах были получены подобные же результаты (Пятенский, Мирзоев, 1962). К этому же выводу пришел и следовый почвовед Мальмстрем (Malmström, 1932), рассматривавший заболачивание только как первичное, временное и обратимое явление, возникающее после вырубок и пожаров.

Важным этапом в развитии представлений о заболачивании следует считать работы А. А. Роде, опубликованные в 1947 и 1955 гг. В них по сути дела восстанавливается тот общий взгляд на заболачивание как на трансудный тавскалой зоне природный процесс, который был высказан еще Н. М. Сибирцевым в 1899 г. Получившее развитие почвоведение тавскалой А. А. Роде призвало анализировать проблему на значительно более высоком уровне. В первой из упомянутых работ в связи с анализом тавскалой более общих проблем — смиривания тавскалой почвы — забо-

значивание рассматривается как один из примеров динанизма, а не стабильности почвенного покрова.

Разноречивость фактического материала не позволила А. А. Роде прийти к однозначному мнению о заболачивании как об одном из направлений саморазвития и метаморфоза почвы в тяжелой зоне, однако, исходя из логического анализа явлений, происходящих в таких же подзолистых почвах, А. А. Роде выдвинул в виде гипотезы следующее положение: «...можно все же думать, что при тех „обстоятельствах“ условия, которые в настоящее время следуют в тяжелой зоне, неизбежно следствием прогрессивного развития почвообразовательного процесса должны быть заболачивание. Но эта эволюция имеет весьма хедический, будучи естественным следствием постепенного оподзоливания почвы» (1947, с. 117).

Понятно, что здесь говорится о заболачивании как о саморазвитии подзолистых почв, в процессе которого в профиле создается уплотненный оподзоленный горизонт, который со временем предположительно может стать причиной появления водно-стокового режима верхней аэрированной части профиля, а вместе способствовать постепенному увеличению в ней запасов влаги и соответствующим гидрофильным способам растительного питания, с превращением лесной почвы в болотную. Подобная мысль высказывалась в ранние как ботаниками (ботаниками), так и почвоведом. Но А. А. Роде впервые, хотя и в гипотетической форме, придал заболачиванию общее значение опору на направленный саморазвития автохтонных подзолистых почв тяжелой зоны. Значительно позже подобный же взгляд на саморазвитие почв с уплотненным оподзоленным горизонтом в бореальной области Западной Европы активно развивался почвоведом Франции, Бельгии, Англии и других стран.

Разрабатывая это положение, А. А. Роде (1935) отмечал, что саморазвитие заболачивания имеет место на тяжелых породах и при глеевом рельефе, затрудняющем сток избыточной влаги. Возникающее при этом явление вызывает ухудшение физических свойств почвы — потерю структуры, уменьшение порозности и увеличение объемного веса; эти явления еще более усиливают эффект избыточного увлажнение, и, следовательно, процесс ослежения способен прогрессивно развиваться.

Обсуждая с В. П. Вильямсом (1938), естественные причины заболачивания суходо гидрофильную зависимость растительности и возрастной недостаток элементов питания в почве, А. А. Роде (1935) настаивал на том, что переувлажнение заболачивания — это довершающий этап влаги в почве, уменьшения же растительности вызывается старением, хотя они и очень важны при дальнейшем развитии заболачивания. Что касается возникновения заболачивания и почв под естественных внешних причин, А. А. Роде считал необходимым учитывать на тяжелых породах («здесь надлежит учитывать бореальность»). Заболачиванию (в результате саморазвития) песчаных пород

в связи с возникновением в них элитных ортландовых горизонтов А. А. Реде отводит ограниченную роль, так как ортланд всегда занимает определенную геоморфологическую позицию в рельефе (нижняя часть склона). Поэтому заболачивание, связанное с ортландом, как полагает А. А. Реде, не может распространяться далеко за пределы границы депрессии рельефа.

Интересные материалы приводятся в монографии Тамма (Тамм, 1920), в которой рассматривается проблема заболачивания лесов (и подзолов). Тамм пришел к выводу, что для территории Швеция этот процесс не характерен. Вместе с тем, как он указывает, лигнитные и брусничные леса с пятнами сфагнума могут, по-видимому, заболачиваться; специальными исследованиями в этом плане не проводилось. Основываясь на субвековых данных, Тамм считает явное заторфовывание подзолов, формирующееся в условиях неглубокого залегания грунтовых вод. При этом на первых стадиях нарастающая торфа (появляющаяся) интенсивность оподзоливания увеличивается, затем при мощности торфа около 30 см поверхностная влага уже не достигает материнского субстрата и профиль подзола становится «фоссильным» — поглощается вод слоем нарастающего торфа.

Подобные фоссильные (существующие в настоящее время в ландшафте болота) подзолы, несомненно свидетельствующие о превращении заболачивающихся биотопов не только в Швеции (Тамм, 1920; Ostlund, Engstrand, 1963), но и в Финляндии (Vaahteri, 1963; Jauhainen, 1972), Великобритании (Pettie et al., 1964) и ФРГ (Linders, 1964; Scharpenzeel et al., 1968). Но принятый в СССР классификации почти все эти почвы являлись (до погребения их торфом) подзолами, формирующимися в условиях неглубоко залегающих грунтовых вод, уровень которых при развитии заболачивания постепенно поднимался все ближе к поверхности. В этих исследованиях приведено датирование по С<sup>14</sup> верхней части горизонта В фоссильных подзолов. Интересно, что все полученные даты укладываются в диапазон 2164 (Великобритания) — 675 (Швеция) лет назад, т. е. относятся к субатлантическому периоду голоцена, когда климат на всей рассматриваемой территории стал более влажным и холодным.

Заболачивание песчаных и щебнисто-галечных подзолов описано для района Уэльса (Robinson et al., 1949). Авторы полагают, что, хотя подзолы и являются почвами с хорошим дренажем, в результате оподзоливания в них формируется горизонт В, затрудняющий дренаж, что постепенно превращает подзолы в торфяные почвы. Подобная интерпретация свидетельствует о том, что авторы имеют в виду саморазвитие подзолов. Последовательное заболачивание представлено в виде следующего ряда почв: подзол → глееподзол → подзолосто-глеевая → торфяно-глеевая. Утверждается, что быстрая часть водоразделов торфяных Уэльса прошла в своем развитии стадии подзола; мощность торфяного слоя, лежащего на подзоле, достигает в

настоящее время примерно 1 м. В то же время авторы считают, что антропогенная деятельность, начавшаяся здесь с римского века, также способствовала заболачиванию. Обе причины (сакхоразвитие и выпашка человека) привели за период, прошедший с римского времени, к значительному расширению площади глеевых и торфяных почв. Авторы считают, что подобная динамика будет иметь место и в будущем.

Проблема заболачивания почв разбирается также и в работе Крэмитака (Cremata, 1936) в связи с расселением геликса и географического распространения торфяно-глебовых почв в Манкитиро. Автор предполагает, что нарастание торфа на прежде осушенном подзоле может быть связано с тремя причинами: 1) ухудшением дренажных свойств в связи с формированием пластовидного горизонта В, 2) горизонтальным разрастанием вынукших и пластовидных (blanket peat) торфяников, 3) сведением леса, что может вызвать затормаживание или ускорить естественные темпы процесса.

Фактические материалы из Ньюфаундленду (Канада) также свидетельствуют о развитии процесса заболачивания, хотя авторы статьи (McKenzie et al., 1968), в которой эти материалы приводятся, и не касаются этой проблемы, а разбирают водоросли геликса цементированных почв в мусорных почвах. Рисунки последовательной катены и составленных из почв показывают, что на водоразделе развиты сфагновые торфяники мощностью 150 см, под ними вскрыты профили естественных гумусовых подзолов с железистых почвах (фосфорных подзолов). Ближе к склону и на склоне формируются гумусовые и типичные подзолы с мощностью органического горизонта 10—20 см в зависимости от степени дренажированности. В депрессиях (относительно возвышение около 30 см) также развит сфагновый торфяник мощностью 115 см, лежащий на изгребном профиле естественного гумусового подзола с железистых почвах.

Подобные профили уже были описаны для Западной и Северной Европы. Их стратиграфия настолько выразительно свидетельствует о процессе заболачивания, что нет необходимости в дополнительной аргументации.

Приведенный обзор не является исчерпывающим и не охватывает всех материалов, имеющих отношение к заболачиванию почв, особенно в зарубежной литературе более ранних лет. Тем не менее он достаточно четко выявляет факты, взгляды и гипотезы по проблеме заболачивания и позволяет сделать следующие заключения.

1. Уровень знаний болотоведов и почвоведов о заболачивании в тумидной борзалинкой области существенно различен. Представления болотоведов фактически слабо учитывались почвоведом. Взгляды почвоведов на заболачивание развивались в общем самостоятельно, а, поскольку почвы болотных ландшафтов никогда не являлись непосредственным объектом их изучения, ряд основных представлений о заболачивании, уже

доказанных и принятых в болотоведении, остается еще немалым, гипотетичным и даже пока не обсуждаемым.

2. В болотоведении общепринятыми являются два положения, очень важные для почвенно-генетико-географической оценки заболачиваемости:

— преобладающая часть болот сушидной бореальной области имеет суходольное происхождение, т. е. образовалась путем заболачивания суходольных ландшафтов;

— заболачивание суходолов осуществляется в двух формах: автономное заболачивание лесов и торфяноталый рост болот.

3. Появление уже рассматривает, хотя и малоисследованно, по собственным материалам по заболачиванию. Их можно разделить условно на факты и типотезы.

4. Фактически доказательством непосредственного заболачивания являются профили лесных почв, потребленные под торфяной залежью и существующие в настоящее время в ландшафте болота. Как известно, скелетовались потребленные почвенные подзола, так как их четко маркированный генетический профиль легко распознается под торфяной залежью. Есть единичные описания и заторфованных сусликостных подзолистых почв.

5. Появление типотезы о заболачивании сводится к следующим представлениям:

— заболачивание может развиваться автономно, вследствие формирования в лесных почвах уплотненных илосыхватных и илосыхватных орт коренных горизонтов, т. е. быть одним из направлений саморазвития подзолистых почв;

— наличие неблагоприятных условий стока по литолого-геоморфологическим причинам способствует автономному заболачиванию;

— почвы лесных суходолов могут заболачиваться при горизонтальном разрастании близлежащего болотного массива, при его гидрологическом охлещении. Очевидно, здесь имеет место уже метаморфоз, а не саморазвитие почв суходолов, так как заболачивание наступает при изменении гидрологического режима этих почв извне;

заболачивание суходольных почв (их метаморфоз) может возникать при любых изменениях природных условий, которые вызывают ухудшение дренажа территории (заторфовывание речных водотоков и др.) или увеличат положительную составляющую водного баланса биосоциоза (естественное или антропогенное уничтожение древесной яруса). В последнем случае заболачивание может быть как необратимым, так и обратимым.

6. Механизм явлений, приводящих к заболачиванию почв, до настоящего времени практически не изучен. Это касается закономерностей смены претечающих в почвах процессов, изменений их морфологии и свойств. Некоторые данные по этому поводу имеются только относительно почв лесосек, вырубок и гарей, когда заболачивание является обратимым и лесные биосоциозы после временного заболачивания восстанавливаются.

# **ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ТАЙГИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ РАЗВИТИЕ В ГОЛОЦЕНЕ**

Определенное сочетание природных факторов обуславливает замедленный сток избыточной влаги в водораздельных пространствах, что приводит к их переувлажнению и является предпосылкой для развития заболачивания. Техники факторами могут быть климатические, геоморфологические, гидрологические и ряд других.

Многообразие региональных условий природной среды обеспечивает и многообразие проявлений заболачивания. Тем не менее, несомненно, существуют и наиболее общие, генеральные закономерности этого процесса.

В СССР в таежной зоне имеются два региона, отличающиеся сильной заболоченностью, один из них расположен в Западной Сибири, другой на севере Русской равнины. О степени их заболоченности можно судить по большой доле в почвенном покрове болотных и заболоченных (подболотных) почв. Приведенные в табл. 1 и 2 данные показывают, что тайга Западной Сибири заболочена сильнее, чем север Русской равнины.

Болотообразование в обоих регионах началось, как известно, практически одновременно — в начале голоцены. Однако в один и тот же период времени процессы болотообразования достигли различного развития в Западной Сибири, где они проявлялись более активно. В связи с этим возникает вопрос: какое же сочетание природных факторов благоприятствовало проявлению заболачивания и его активному развитию? Ответ на него может дать анализ природных условий рассматриваемого региона.

Таблица 1. Площади заболоченных и болотных почв в различных подзонах таежной зоны Западной Сибири, % от общей площади\*

| Подзона        | Заболоченные почвы | Почвы болотных подзо | Всего |
|----------------|--------------------|----------------------|-------|
| Северная тайга | 26,3               | 26,3                 | 52,6  |
| Средняя тайга  | 31,1               | 16,6                 | 47,7  |
| Южная тайга    | 22,2               | 19,6                 | 41,8  |

\* По подсчетам Н. С. Радина (Горьковский и др., 1952)

Таблица 2. Площади заболоченных и болотных почв в различных подзонах таежной зоны ЕТС, % от общей площади\*

| Подзона        | Заболоченные почвы | Почвы болотных подзо | Всего |
|----------------|--------------------|----------------------|-------|
| Северная тайга | 22,4               | 29,0                 | 51,4  |
| Средняя тайга  | 13,6               | 28,3                 | 41,9  |
| Южная тайга    | 6,5                | 16,7                 | 23,2  |

\* Данные Н. С. Хрущевой.

Приводить полную характеристику природы тайги Западной Сибири нет необходимости, поскольку она достаточно изучена и охарактеризована специалистами разного профиля — физико-географами, климатологами, гидрологами и др. Поэтому мы остановимся лишь на тех природных факторах и их сочетаниях, которые можно считать ответственными за проявление заболачивания и его широкое развитие в таежной зоне этого региона.

## ОБЩИЕ ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

Существование в настоящее время представляли позволяют полагать, что важнейшей причиной возникновения заболачивания, благоприятной для заболачивания в таежной зоне, могут быть климатические, геоморфологические и гидрологические условия территории.

### Климатические условия

Наиболее благоприятны для заболачивания области с умеренным туманным климатом, в которых соотношение теплотермического ресурса и количества осадков является оптимальным для проявления переувлажнения и торфообразования. К подобным областям относятся тайга как Западной Сибири, так и европейской территории СССР. Между тем, как было показано в табл. 1 и 2, эти регионы по степени заболаченности существенно различны. Для выяснения, насколько их различие в этом отношении связано с климатом, мы сравнили основные климатические показатели обоих регионов в пределах средней и южной тайги, выбрав с этой целью географические пункты, расположенные на одинаковой широте и на сходной абсолютной высоте.

Сопоставление показало, что в Западной Сибири сумми отрицательных температур за зимний сезон значительно больше, а сумма положительных температур за летний сезон несколько меньше, несмотря на более высокую температуру июля. Это различие в сумме положительных температур обычно связывают с переувлажнением подстилающей поверхности и большими поэтому затратами тепла на испарение, чем на турбулентный теплообмен (Мененцев, 1961; Пыарера, 1968; Коломид, 1973). По данным Э. Г. Коломид, в средней тайге Сосновского Промысла на парение затрачивается около 88%, тепла — до 35 ккал/см<sup>2</sup> в год, а на турбулентный теплообмен — всего 3,1—4,6 ккал/см<sup>2</sup> в год.

Другой важный и интегральный климатический показатель — коэффициент увлажнения (по Н. Н. Иванову) — имеет в годовом цикле, как правило, большую величину в тайге в пределах европейской части СССР. Распределение этой величины по сезонам показывает, что в летний период (июнь — август) она почти одинакова в обоих регионах; наибольшие различия наблюдаются в осенний и отчасти весенний периоды, когда коэф-

Таблица 3. Основные климатические показатели средней и южной тайги\*

| Подрайон          | Средняя температура<br>воздуха, °С |                |              | Сумма температур, °С |              |              | Средняя<br>предельная<br>температура<br>воздуха<br>в период<br>таяния<br>снега, °С |
|-------------------|------------------------------------|----------------|--------------|----------------------|--------------|--------------|------------------------------------------------------------------------------------|
|                   | год                                | зимой          | летом        | >0                   | >10          | <0           |                                                                                    |
| Среднетаяжная     |                                    |                |              |                      |              |              |                                                                                    |
| северная часть    | -3,1<br>-1,9                       | -24,8<br>-17,3 | 16,8<br>15,3 | 1600<br>1620         | 1380<br>1300 | 2700<br>2000 | 100<br>87                                                                          |
| центральная часть | -3,0<br>0,4                        | -25,8<br>-15,1 | 17,0<br>16,0 | 1700<br>1900         | 1400<br>1400 | 2800<br>1700 | 99<br>102                                                                          |
| южная часть       | -3,0<br>-4,4                       | -21,5<br>-13,9 | 17,1<br>17,3 | 1800<br>2000         | 1400<br>1400 | 2700<br>1500 | 113<br>113                                                                         |
| Южнотаяжная       |                                    |                |              |                      |              |              |                                                                                    |
| центральная часть | 0,0<br>2,6                         | -16,5<br>-11,5 | 17,0<br>17,1 | 2100<br>2200         | 1500<br>1800 | 2000<br>1200 | 125<br>124                                                                         |
| южная часть       | -1,1<br>-3,4                       | -20,5<br>-10,8 | 17,0<br>16,0 | 2000<br>1900         | 1400<br>1200 | 2400<br>1100 | 102<br>135                                                                         |

| Подрайон          | Осадки, мм |                           |                          | Влажность<br>воздуха<br>по сред-<br>нему, % | Коэффициент увлажнения |            |            |                      |
|-------------------|------------|---------------------------|--------------------------|---------------------------------------------|------------------------|------------|------------|----------------------|
|                   | год        | зимой<br>(ноябрь-февраль) | летом<br>(июль-сентябрь) |                                             | год                    | зимой      | летом      | среднего-<br>годовой |
| Среднетаяжная     |            |                           |                          |                                             |                        |            |            |                      |
| северная часть    | 494<br>672 | 328<br>812                | 208<br>834               | 50<br>—                                     | 1,2<br>1,3             | 0,8<br>0,8 | 0,0<br>1,0 | 2,1<br>3,9           |
| центральная часть | 576<br>620 | 317<br>445                | 259<br>223               | 43<br>57                                    | 1,5<br>1,5             | 0,9<br>0,8 | 1,2<br>1,3 | 2,9<br>3,1           |
| южная часть       | 300<br>678 | 847<br>445                | 342<br>226               | 48<br>48                                    | 1,4<br>1,5             | 1,1<br>0,9 | 1,0<br>1,0 | 2,4<br>2,8           |
| Южнотаяжная       |            |                           |                          |                                             |                        |            |            |                      |
| центральная часть | 507<br>700 | 462<br>432                | 185<br>337               | 44<br>64                                    | 1,0<br>1,3             | 0,8<br>1,0 | 0,7<br>0,3 | 1,0<br>2,3           |
| южная часть       | 560<br>641 | 307<br>380                | 263<br>261               | 40<br>37                                    | 1,0<br>1,1             | 0,9<br>0,9 | 0,7<br>0,5 | 1,6<br>1,8           |

\* В числителе — данные по Западной Сибири, в знаменателе — по европейской части СССР.

фициент увлажнения в Западной Сибири оказывается значительно ниже. Это и определяет его меньшую влажность в этих регионах в годовом выражении (табл. 3).

Таким образом, в тайге Западной Сибири к той и другой климатический показатели меньше, чем в тайге на европейской части СССР. Более низкие термические показатели указывают, что условия торфонакопления могут складываться в Западной Си-

Таблица 4. Избыток влаги в таежной зоне Западной Сибири, мм

| Подзона          | По Мезенцеву (1961) |        | По Козлову (1976) |                             | Всего |
|------------------|---------------------|--------|-------------------|-----------------------------|-------|
|                  | Зима                | Лето   | Зима              | У. от избытка увлажненности |       |
| Среднеизвеженная |                     |        |                   |                             |       |
| Северная часть   | 150—200             | 75—150 | 100—200           | 20—30                       | 30—60 |
| Южная часть      | 100—150             | 75—150 | —                 | —                           | —     |
| Южнотаяжская     | 100 и более         | 0—75   | —                 | —                           | —     |

бири благоприятнее (за счет медленного разложения растительных остатков). Вместе с тем более высокий коэффициент увлажнения в европейской части СССР позволяет заключить, что климатические условия этого региона способствуют развитию заболачивания.

Противоречивость этих суждений скорее всего свидетельствует о том, что климат обоих регионов благоприятен для протекания этого процесса, так как является избыточным влажным (табл. 4).

Следовательно, различие в их реальной заболоченности следует отнести не за счет климата, а за счет каких-то других природных факторов.

Средняя и южная тайга Западной Сибири, как указывает В. С. Мезенцев (1961), относится к гиперомезо-какшатическим зонам весьма избыточного и избыточного увлажнения и недостаточной теплостепанности. Общие климатические показатели обуславливают особенности вертикального режима почвогрунтов.

Почвы преобладающей части таежной зоны Западной Сибири относятся по температурному режиму к латентно-субполюмерзационному типу (Цымо, 1972), в то время как в европейской части СССР подобный температурный режим присущ почвам только северной тайги, а южная оставшаяся территория таежной зоны принадлежит субполюмерзационным.

Тайга Западной Сибири располагается в двух зонах многолетнемерзлых пород: центральной, с двуслойным строением толщ и островным или прерывистым распространением их и почвогрунтах, и южной, с реликтовыми многолетнемерзлыми породами, где их ледовобразующие потенциалы высоки.

В меридиональном направлении выделяются три мерзлотные провинции — приисхейская, центральная и приобская; с запада на восток выраженность различных мерзлотных явлений в почвогрунтах нарастает (Мурье, Поляхов, 1966; Баукад, 1979). Оттаивание минеральных почвогрунтов, как суглинчатых, так и переувлажненных глинчатых, обычно происходит очень медленно; этот процесс затягивается до июля, а в отдельные годы даже

ны перелетки. Длительное стывание усиливает переувлажнение почвогрунта, создает и сульфидных толщах два горизонта верхушки — над- и подмерзлотный. Это затрудняет вертикальный сток в почвенном профиле, увеличивает боковой сток по поверхностным горизонтам и депрессии, что способствует повышенной аккумуляции влаги в последних и благоприятствует их заболачиванию (Федерова, 1970).

По климатическим характеристикам — теплоэнергетическим ресурсам и величине увлажнения, определяющим предрасположенность той или иной территории к развитию торфонакопления, — ландшафтные подзоны тайги весьма различны. Оптимальной для торфонакопления является средняя тайга. В южной тайге повышается уровень теплоэнергетических ресурсов, резко снижается атмосферное увлажнение и увеличивается испарение, что уменьшает потенциальную возможность торфонакопления и заболачивания. В северотасжской подзоне снижается уровень теплоэнергетических ресурсов, обуславливает уменьшение продуктивности органической массы растений-торфообразователей и одновременно снижение темпов ее разложения. Кроме того, при определенной мощности органического слоя и почвенно-грунтовых толщах возможно новообразование каптолетей мерзлоты. Последняя ограничивает вертикальный рост торфяных залежей.

Наиболее сильная заболачиваемость северотасжской подзоны (см. табл. 1) может свидетельствовать о том, что мерзлота в пределах способствует горизонтальному росту болот. Однако сильная заболачиваемость может быть обусловлена и двумя другими причинами: более благоприятными для болотообразования этапами развития северной тайги и теснее и иным характером рельефа, а именно обилием депрессий, разным образом термокарстового происхождения (современных и древних), по числу которых северная тайга заметно выделяется среди других тасжских подзон Западной Сибири (Западная Сибирь, 1963).

Подзональные различия климатических условий определяют, по-видимому, географию двух основных форм заболачивания: автономного заболачивания леса и торфоитального роста болот. Можно полагать, что первая форма имеет минимальную интенсивность в южной тайге, а максимальную в северной тайге, так как обусловленная климатом дрейфированность рельефа уменьшается с юга на север. Вторая форма максимальна выражена в средней тайге, где наиболее интенсивен вертикальный, а потому и горизонтальный рост болот. Ее распространение уменьшается к северу и отчасти к югу.

Снижение теплообеспеченности и увеличение выщелоченности поверхностных горизонтов почвы к северу тасжской зоны создает большую возможность для начала торфонакопления сразу с аллювотрофной стадией. На юге тасжской зоны, особенно при наличии карбонатных пород и жестких почвенно-грунтовых под, существуют условия для начала торфонакопления по автотрофному типу и значительной длительности этой стадии.

## Геоморфологические условия

Западная Сибирь по рельефу представляет собой плоскую вытянутую равнину. Здесь встречаются лишь отдельные возвышенности: тектонического или ледниково-тектонического происхождения. Их площадь невелика; преобладают генетически такой плоского рельефа — флювиогляциальные и аллювиальные равнины. Общий вытолкаемость сочетается с общим понижением, многие из которых представляют собой заторфованные озера или русла древней речной сети. Озерные котловины генетически большей частью являются ледниковыми-тектоническими, ледниковыми, подледниковыми, торфовато-ледниковыми, флювиальными (пойменными) и эвасиальными (Земцов, 1976). Заложение речной сети на этой территории происходило в раннем — начале среднего плейстоцена, а ее оформление — в позднем ледническом. Значительная часть этой дренажной и гидрологически бездействующей речной сети на плоских междуречьях также явилась следствием активного торфонакопления в голоцене.

При сравнении Западной Сибири с европейской частью СССР по условиям рельефа выявляется их существенное различие. По общей площади, занимаемой возвышенностями в разных ландшафтных поясах, Западная Сибирь значительно уступает европейской части СССР, что свидетельствует о гораздо худших условиях дренирования в первом регионе (табл. 5).

Такое же резкое отличие наблюдается и по некоторым морфометрическим показателям обоих регионов. Так, по глубине эрозионного расчленения drastically все та же территория Западной Сибири укладывается в диапазон 0—50 м, в то время как на равнинах в европейской части СССР ее глубина достигает 50—100 м (Соболев, Садовников, 1953). В таежной зоне Западной Сибири преобладает глубина базиса эрозии 5—25 м, а в таежных ландшафтах на европейской части СССР (в средней тайге) — 25—35 м (Земцов, 1976). Детальный анализ морфометрии рельефа Западной Сибири, проведенный Е. М. Никольской (1970), показал, что суммарная площадь по глубине расчленения рельефа укладывается здесь в две градации: <5 и 5—10 м, около одной трети площади — в градацию 10—25 м. Глубина расчленения в диапазоне 25—30 м наблюдается только в краевых частях «материков» и некоторых возвышенностях (Тобольский и Басогорский материк, Аюлтанов, Кюнде-Сосынский холмостроения).

По этой причине тайга Западной Сибири отнесена к региону, в котором влияние рельефа на процессы эрозии практически отсутствует (Районирование территории СССР..., 1965). Для Западной Сибири, как отмечают многие физико-географы и геоморфологи, вследствие малых уклонов рек и легкой размываемости связующих эту территорию рыхлых пород наиболее характерно развитие боковых, а не глубинной эрозии.

Важным морфометрическим показателем степени распреде-

Таблица 5. Доля площадей возвышенностей в различных регионах (Районирование территории СССР..., 1965)

| Зона и подзона          | Регион                                              | Возвышенности,<br>% общей площади |
|-------------------------|-----------------------------------------------------|-----------------------------------|
| Тундра и северная тайга | Западная Сибирь                                     | 7                                 |
|                         | Европейская часть СССР                              | 54                                |
| Средняя тайга           | Западная Сибирь                                     | 26                                |
|                         | Европейская часть СССР                              | 41                                |
| Южная тайга             | Западная Сибирь                                     | 9                                 |
|                         | Европейская часть СССР<br>(Донско-Кавказский округ) | 89                                |

лости и дренированности территории являются уклоны поверхности. В таежной области Западной Сибири преобладают уклоны до  $1^{\circ}30'$ , и только в краевых частях возвышенностей они достигают  $6^{\circ}$  (Земцов, 1976). Например, в Томской области более чем на 80% ее площади уклоны не превышают  $1^{\circ}30'$ — $1^{\circ}30'$  (Шикманавская, 1970). Эти величины сопоставимы с величинами уклонов, характерными для наиболее низменных территорий европейской части СССР — Московской и низинной равнины, Полесья. На Русской равнине такие величины уклонов прослеживаются только в отдельных ареалах, тогда как для Западной Сибири — это фоновая, наиболее распространенная характеристика рельефа.

Следует отметить, что слабая дренированность территории в Западной Сибири усугубляется литологией слагающих ее пород. Последние представляют собой (до 4—6 км) толщey рыхлых осадочных отложений, многократно слоистых, олюесенных, с повышенной водопроницаемостью. Эти свойства почвогрунтов затрудняют вертикальный и боковой интрузионный и грунто-вый сток, на междуречьях создаются условия для постепенного залегания горизонтов почвенно-грунтовых вод и для возникновения скваж и горизонтов почвенной верховодки. Водно-грунто-вые воды речных торфяников имеют с ними гидравлическую связь, что обуславливает достоянное пополнение горизонтов почвенно-грунтовых вод, их поднятие к поверхности и площадное распространение.

Приведенные краткие сведения об особенностях рельефа Западной Сибири свидетельствуют о том, что он чрезвычайно благоприятен для проявления переувлажнения и торфообразования на междуречных пространствах, не говоря уже о низинах. Подобный рельеф обуславливает слабую дренированность междуречий, аэстой влаги и мелководный поверхностный, боковой и грунто-вый сток, возможность аккумуляции влаги в котловинах — хвостных бассейнах эрозии междуречий, а не сток ее в общую гидротифическую сеть равнины. Это влечет за собой прогрессирующее накопление влаги на поверхности междуречий, под-

взросле и поверхности урочищ почвенно-грунтовых вод, видоизменение торфяников верховодок. Эти условия сами по себе могут привести со временем к заболачиванию, но развитие этого процесса облегчается еще и супрассовыванием множества обводненных котловин, являющихся первичными очагами торфообразования. Вертикальный и горизонтальный рост торфяных толщ благодаря большой влагоемкости торфа способствует увеличению с течением времени аккумуляции влаги на поверхности между речей. В настоящее время размеры аккумуляции влаги только в торфяных массивах тайги Западной Сибири оцениваются не меньше чем в 1000 км<sup>3</sup> (Василов и др., 1966).

Торфообразование рассматривается как серьезный фактор преобразования рельефа (Земцов, 1976). Его основное влияние заключается в нивелировании относительных высот поверхности (в пределах до 10 м) и некоторой их переоборудке, в снижении интенсивности эрозионно-денудационных процессов и в значительному снижению общей дренированности территории.

Широкое распространение торфяных болот в толщине на территории Западной Сибири свидетельствует о том, что основные рельефообразующие факторы — неотектоника и денудация — не могут противостоять развитию торфообразования. По мнению А. А. Земцова (1976), это связано с тем, что скорости торфообразования сопоставимы со скоростью современных тектонических движений и почти в 100 раз превышает скорость плывущего глыбы. При этом заболачивание, консервируя рельеф, еще более ее снижает. Что же касается тектонических движений, то их влияние на болотообразование сводится к изменению угла симметрического положения болот, некоторой внутренней перестройке их структуры, степени завершенности и некоторым другим характеристикам. Этим и объясняется несоответствие морфо-структурных элементов рельефа, характеризующихся положительно-направленным вектором тектонических движений, степени их заболаченности.

Таким образом, геоморфологические условия тяжелой области Западной Сибири можно рассматривать как первоочередный фактор заболачивания. Характерные для этого региона низинность рельефа и слабая дренированность сочетаются, как было показано, с повышенной увлажненностью и повышенной теплообеспеченностью территории; подобными сочетаниями экологических и геоморфологических условий вполне достаточно для развития заболачивания.

Значительно меньшая заболаченность тяжелой зоны в европейской части СССР свидетельствует о том, что дренированный расчлененный рельеф может в условиях экваторного избыточного увлажнения противостоять процессу заболачивания, сделать его локальным, приуроченным только к строгим формам рельефа. В Западной Сибири рельеф не играет такой роли, напротив, он может только усилить избыточную увлажненность территории, преобразовываясь в климатом.

К характерной особенностям речной сети Западной Сибири относятся прежде всего малые уклоны продольных профилей рек. У основных дренирующих магистралей — Оби и Иртыша — они составляют соответственно 0,015 и 0,030 м/км (среднее и нижнее течение). Уклоны продольных профилей рек второго порядка также же малы, лишь несколько больше (Канда — 0,02 м/км, Северная Сосьва — 0,055 м/км); для болотных рек характерны значительные местные уклоны.

Из крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, самые небольшие уклоны имеет Обь, уклон Северной Двины больше в 3—4 раза, Енисей — в 1,5—2 раза (Малик, 1969, 1972; Бочова Западной Сибири..., 1976). Выработку продольных профилей рек осложняет и неустойчивость, обусловливаемая разновозрастностью разных частей речных долин, благодаря чему некоторые арены остаются совсем не орошенными современной гидрографической сетью (Чернышова, 1971).

Другая особенность рек Западно-Сибирской равнины — это их слабый эрозионный ярус и развитие боковой эрозии. Связанный является заполнение русел рек наносами, повышение базиса эрозии, увеличение с течением времени извилистости русла, уменьшение расходов воды и общее сужение дренирующей роли рек. Коэффициент извилистости Оби и Иртыша составляет соответственно 1,25 и 1,95; у некоторых притоков их он существенно выше: у Демьянки — 2,50, Канда — 2,80; на заболоченных водосборах его величина достигает 3—5 (Малик, 1977).

Густота речной сети в бассейнах основных рек Западной Сибири — Оби и Иртыша — и их притоков — Канды и Северной Сосьвы — меньше, чем в бассейнах некоторых крупных рек Севера европейской части СССР (табл. 6).

Для преобладающих в Западной Сибири равнинных густота речной сети составляет около 0,20 км/км<sup>2</sup> при средней ширине междуречий до 15 км; на возвышенностях эти показатели увеличиваются соответственно до 0,40 км/км<sup>2</sup> и 0,5 км (Доманицкий и др., 1971). Следует отметить, что активная речная сеть не дренирует болотные массивы; верховья активных рек лишь подходят к окраинам болот.

Перечисленные особенности гидрографической сети обуславливают ряд особенностей гидрологического режима. Характерна длительность половодья — на Оби и Иртыше в среднем и нижнем течении оно продолжается до 3—4 месяцев (и то время как на Мезени, Северной Двине и Печоре — 2—3 месяца). В многоводные годы весенне-летний максимум половодья совпадает с общим максимумом. Причина этого — полноводные явления, возникающие в период снеготаяния и ледохода и обусловленные разновременностью климатических и гидрологических процессов в разных частях бассейнов Оби и Иртыша (Вендров и др., 1966).

Таблица 3. Густота речной сети, км/км<sup>2</sup> (по Цоканцадзе и др., 1971)

| Река            | Густота речной сети<br>в долине бассейна | Река           | Густота речной сети<br>в долине бассейна |
|-----------------|------------------------------------------|----------------|------------------------------------------|
| Обь             | 0,25                                     | Печора         | 0,48                                     |
| Иртыш           | 0,14                                     | Мелек          | 0,62                                     |
| Катунь          | 0,21                                     | Северная Двина | 0,58                                     |
| Северная Сосьва | 0,33                                     |                |                                          |

Подпорные явления распространяются на большие расстояния в глубь бассейнов подпитаемых рек и составляют на Оби (вверх от устья Иртыша) 350 км (14% длины реки), Северной Сосьве — 248 км (83%), Ланьме — 137 км (49%). Следствием подпоров является длительное затопление речных пойм. Подпоры и длительные подтопления способствуют превращению рек в эти периоды из фактора дренажа в фактор накопления водными междуречными пространства (Мамин, 1977).

Обширные междуречья Западной Сибири изобилуют множеством бессточных депрессий. Важно подчеркнуть, что эти депрессии являются местными базисами эрозии и сильно затрудняют поверхностный и грунтовой сток в реки. К настоящему времени они большей частью заторфованы, а в связи с этим потери стока весьма значительны. По расчетам И. А. Буракова (1970, 1975), средние многолетние потери весеннего стока достигают 90—120 мм (при общей величине слоя талой воды и дождевой воды в 120—140 мм на юге и 170—220 мм на севере и северо-востоке тундровой зоны). При небольшом осеннем увлажнении потери стока весной достигают 120—170 мм; при сильном осеннем увлажнении они снижаются до 70—100 мм. На юге Восточной Сибири наблюдались случаи, когда после сухой осени при слое талой воды в 100—140 мм сток составлял всего 2—3 мм.

Болота не являются значительными регуляторами стока, так как вода в них находится главным образом в срезанном состоянии. Верховые болота не увеличивают многолетний сток даже во влажные годы, вся несвязанная вода удерживает стечь с них вскоре после прохождения половодья. В целом болота снижают величину стока за счет уменьшения испарения с их поверхности: на верховых болотах — на 10—15%, на низинных — на 20% (Павлова и Субот, 1965). При этом снижается величина и поверхностного, и подземного стока (Иванов, 1967). Поэтому его величина обычно уменьшается при увеличении заболоченности водосборов. Коэффициент стока — интегральный показатель водного баланса территории — составляет в Западной Сибири в среднем около 0,40, а без подземного стока — 0,26. Этот показатель свидетельствует о чрезвычайно слабой дренажной способности речной сети Западной Сибири.

Таким образом, реки Западной Сибири являются неудовлет-

ворительными дренами и не могут обеспечить сток избыточной влаги с междуречных пространств; в многоводные годы они впадают даже противоположную реку и служат источником пополнения горизонтальной грунтовых вод. Эти гидрологические особенности западносибирских рек способствуют усилению общего переувлажнения тяжелой территории, и поэтому их также можно рассматривать как важный фактор ее заболачивания. Но этот фактор вторичен и является следствием прежде всего геоморфологических особенностей Западно-Сибирской равнины, проливавшихся, как отмечалось, в условиях избыточной влажной климаты.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОЛОЦЕЛА

Болота голоценовые образования. Начало их развития в тяжелой части Западной Сибири датируется временем 10—11 тыс. лет назад, т. е. древнем голоценом или предбореальным периодом (Нейштадт, 1971). Климатические условия предбореального периода были неблагоприятны для болотообразования (холодный послеледниковый континентальный климат), и начальное торфонакопление проявилось лишь в некоторых глубоководных, но мелководных зарастающих лагунах. Там, где региональные условия сложились для торфонакопления благоприятно, оно, по-видимому, начало развиваться сразу по окончании ледовых токов. Предбореальное или древнеголоценовое время оценивается по палеоклиматическим данным как период потенциально возможного появления и незначительного развития болотообразовательных процессов (Жуков, 1977).

Бореальный период (8,0—9,2 тыс. лет назад) был на территории всей тяжелой части Западной Сибири влажным и теплым, что обуславливало широкое распространение оловых лесов (табл. 7). Именно в это время началось повсеместное развитие торфяных болот в депрессиях разного генезиса. Начиная с бореального периода и до настоящего времени климатические условия были в тайге Западной Сибири благоприятны для торфонакопления: на фоне избыточного увлажнения более теплые фазы сменялись более холодными, что влияло на скорость нарастания торфяной толщи; и из ее свойств, замедленно и даже временно осушало охраняя болоту, но не могло прервать процесс торфонакопления в большей части болотного массива.

Похолодание на фоне избыточного увлажнения началось около 4,5 тыс. лет назад на границе атлантикского и суббореального периодов. Субатлантикский период (2,5 тыс. лет назад — 0) рассматривается как отрезок голоцена с наиболее холодным и континентальным климатом (Хитиский, 1977).

В отношении южной тайги Западной Сибири, где развитие природных условий имело ту же направленность, вопрос о характере потепления по отношению атлантикского периода и оледенения до сих пор остается дискуссионным.

Таблица 7 Корреляция глинистых и Заливной Сибирь

| Глубина, м | Слой           | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | М.Л. Глинистый, 1277 |                |                |                |
|------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------------|----------------|----------------|----------------|
|            |                |                |                |                |                | Глинистый слой       |                | Глинистый слой |                |
|            |                |                |                |                |                | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |
| 0          | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |
| 10         | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |
| 20         | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |
| 30         | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |
| 40         | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |
| 50         | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |
| 60         | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |
| 70         | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |
| 80         | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |
| 90         | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |
| 100        | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой       | Глинистый слой | Глинистый слой | Глинистый слой |

Господствовавшее ранее представление о потеплении в некоторой кризисной климатической зоне таежной зоны, способствовавшее развитию лесостепных ландшафтов во время вытеснения тундры, в настоящее время подвергается сомнению (Холтиский, 1977).

Оставляя решение этого вопроса специалистам-палеогеографам, необходимо все же отметить, что темпоцветные вторые гукурские горизонты южнотасовских почв Западной Сибири имеют реднугутеродные датировки в диапазоне 4-8,6 тыс. лет; преобладающая их часть приходится на атлантический период (оптиму), меньшая часть — на бореальный период. Такие датировки и их временной разброс позволяют связывать образование этих горизонтов главным образом с лесостепными ландшафтами оптимума голоцена. Хотя наиболее ранние даты свидетельствуют о том, что лесные ландшафтные условия могли существовать на юге тасовской зоны и значительно раньше, в бореальное время.

Известны археологические данные, свидетельствующие в пользу того, что во второй половине голоцена в южнотасовской части Западной Сибири существовали культура, соответствующая скорее всего лесостепным (а может быть, и степным) условиям (Косарев, 1973). Следует отметить, что вопрос о лесостепном этапе в голоценовой истории южной тайги Западной Сибири интересен и важен для представляющей об эволюции почв этой территории, но в аспекте развития процесса торфонакопления в голоцене то или иное его решение по существу ничто не меняет. В уже разннбннх к этому времени обширных болотных массивах субгидрический климат не мог заметно изменяться (замедлять, прерывать) процесс формирования торфяников; происходила лишь некоторая заторможенность их торфообразовательного роста.

Таким образом, с бореального периода в тасовской зоне Западной Сибири ландшафтно-климатические условия были благоприятны для торфонакопления и обеспечивали саморазвитие торфяных болот; диапазон возможных смен ландшафтов укладывался в рамки лесотундры — лесостепь; величина тобннх атмосферной влаги за весь отрезок голоцена от бореального периода до настоящего времени колебалась в пределах от 53 до >140 мм/год (Жуков, 1977). Процесс торфонакопления развивался, по-видимому, с голоценовой скоростью, что определялось как изменениями климата, так и локальными экологическими условиями в пределах каждого болотного массива.

Согласно данным О. А. Лиса и соавторов (Лиса и др., 1976), скорость торфонакопления в среднетасовской подзоне южнотасовской возрасдала на протяжении всего голоцена; в раннем голоцене она достигала 0,2—0,5 мм/год, в среднем — 0,2—0,7 и в позднем — 0,5—0,8 мм/год.

## ОБЩАЯ СХЕМА РАЗВИТИЯ ЗАБОЛАЧИВАНИЯ, КАТЕГОРИИ ПРОЦЕССА И ЕГО ДИАГНОСТИКА

Три рассмотренных выше природных фактора (климат, рельеф, дренажная способность рек) приводят к постепенной, возрастающей со временем аккумуляции влаги на поверхности и в почвенно-грунтовой толще междурусел. Торфонакопление возникает первоначально в междуречьях; с ростом торфяников «водоудерживающая» способность междуречий возрастает, а дренажная способность рек снижается. На суходольных пространствах, испытывающих ухудшение дренажа в связи с затоплением коловыми торфом и выходом из строя дренажных водотоков, поднимаются к поверхности или выносятся горизонтально почвенно-грунтовой вод и верховодок, начинается заболачивание сначала концентрических, а затем и наиболее пасеких участков. Растущие торфяники постепенно создают вокруг себя сферы влияния, образуя избыточную влагу грунтовой и поверхностным стоком на прилегающие части суходолов. Эти сферы влияния торфяных болот при их непрерывном вертикальном росте все более пространственно расширяются, так как линейный рельеф не может препятствовать этому процессу. Поступление дополнительного влаги со стороны болот способствует увеличению гидроморфизма в почвах и ландшафтах суходолов.

«Момент» затопления торфяником всего междуречья означает его переход к горизонтальному распространению на прилегающий суходол. Начинается постепенное наполнение болота на суходоле и уменьшение ареала последнего. Если в пределах суходола не встретится препятствия, которое может остановить горизонтальное расширение болота (достаточно крутой склон или дренажный водоток), то болото поглотит его полностью.

В качестве примера территорий, приложные условия которых благоприятствуют образованию болот, мы кратко охарактеризовали в этих заметках тайгу Западной Сибири, где взаимодействие трех основных факторов заболачивания проявляется на обширной территории. Однако следует подчеркнуть, что уникальная заболачиваемость этого региона смогла возникнуть за сравнительно небольшой геологический отрезок времени еще и потому, что наряду с тремя основными факторами действовал и действует еще ряд дополнительных, усиливающих общее переувлажнение территории. К таким факторам относятся прежде всего обилие депрессий, которые послужили первоначальными очагами торфонакопления и благодаря которым впоследствии создавались многочисленные сферы влияния близко расположенных болот. Тем

сложным было облегчено: их смывание в обширные болотные степы.

Литологические особенности слатяных территорий тоже сыграли свою роль; мощные рыхлые толще способствовали развятию боковой, а не глубинной эрозии; их слоистость, уплотненность и пористость водонепроницаемость затрудняют условия внутритрунтового стока и благоприятствуют возникновению горизонтов или низов аккумуляции влаги в почвенно-грунтовых толщах. Ограничительные протекторные движения формируют на территории таежной зоны крупные морфоструктуры, в пределах которых условия стока ухудшаются во времени.

Развития на рассматриваемой территории длительно-сезонная мерзлота также увеличивает переувлажнение почвогрунтов на междуречьях, так как затрудняет вертикальный почвенно-грунтовой сток. Вместе с тем она способствует горизонтальному латеральному стоку талых вод по поверхности, что обеспечивает дополнительную аккумуляцию влаги в затерфованных депрессиях. Можно предположить, что длительно-сезонная мерзлота оказывала воздействие в течение не всего периода торфообразования в голоцене. Возможно, она устойчиво сохраняется только последние несколько тысячелетий, но на фазе уже возникшего сплошного переувлажнения и затерфовывания ее наличие еще более усиливает гидроморфизм почв и ландшафтов на водоразделах.

Развитие болотообразования было обусловлено прежде всего господствовавшими в тайге Западной Сибири в голоцене природными процессами, обеспечивавшими в общем постоянство избыточно влажный климат и перенасыщенность торфоаккумуляции, отсутствие длительного замедления или нарушения непрерывности процесса. Следует также отметить, что из трех основных факторов заболачивания на протяжении голоцена только климат оставался неизменным (естественно-влажным) в комплексе его влияния на болотообразование. Воздействию же двух других факторов с течением времени возрастало, поскольку дренажирующая роль рек все более уменьшалась, рельеф становился все более плоским и консервировался растущими торфяниками.

В целом уникальная заболачиваемость тайги Западной Сибири является результатом суммарного воздействия многих природных факторов. Ни один из компонентов природной среды не мог остановить или сильно затормозить процесс болотообразования. Поэтому он развивался практически беспрепятственно, с высокой скоростью и привел к той сильной заболачиваемости, которая составляет сейчас одну из наиболее характерных черт природы таежной зоны Западной Сибири.

Однако скорость и распространение заболачивания определяются не только общими факторами; они связаны также с воздействием локальных (местных) факторов. Имеются в виду мезо- и микро-рельеф заболачивающегося участка, его литология, отсутствие или наличие почвенно-грунтовых и грунтовых вод на

глубине, обеспечивающей их впадение на точку и растительность, некоторые свойства почвенной толщи и некоторые характеристики болотного извешья.

### ФОРМЫ, ТИПЫ И МЕХАНИЗМЫ ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

В обзоре литературы по заболачиванию отмечалось, что в основе из почвенных типов заболачивания этот процесс связывается с развитием ошелоствления почвы и фактурообразованием во времени. В почвенном профиле слабопронизимого или ошелоствленного торфобитта — извешья (на лесных торфяках) или глинистого торфобитта (на тяжелых породах). Под этим торфобитта возникает горизонтальное сечение и затем торфобитта — копилка. Эта типология заболачивания и фактурообразования пока недостаточно и остается чисто теоретической, хотя взаимодействие заболачивания в тяжелой земле по принципу подобного саморазвития почвенных профилей представляется вполне реальным. Эту, пока гипотетическую форму заболачивания можно назвать автохтонной. По существу она совпадает с представлением об автохтонном заболачивании лесов в болотоведении.

Горизонтальный рост болота возможен только при условии обрешетки или для прироста почвы суходой извешья количества свободной воды. Горизонтальное при этом заболачивание суходольных почв, очевидно, является уже не саморазвитием, а экзоформизмом, так как почвенная извешья служит дополнительным путем, поступающим извне. Это заболачивание можно назвать аллохтонным. По существу оно совпадает с представлением о торфобиттальном росте болот в болотоведении.

Таким образом, в почвенно-геологическо-географическом аспекте предлагается выделять две формы заболачивания — автохтонное и аллохтонное.

Масса воды, участвующей в аллохтонном заболачивании, неизменно большая, чем при автохтонном развитии его развития. Поэтому можно предполагать, что скорость аллохтонного заболачивания значительно выше и что в извешьях огромных по площади арктических современных суходольных болот первостепенную роль сыграло именно аллохтонное заболачивание. Настоящая работа посвящена аллохтонному заболачиванию почвы и почвенного покрова.

Торфяные болота обрешетки извешья свободной воды на прилегающей суходой, двумя путями: поверхностным (кратковременное или длительное затопление) и (или) грунтовым (инфильтрация или подпор торфяного почвенно-грунтового вод). Поэтому при аллохтонном развитии процессов могут иметь место все три гидрологических типа заболачивания — почвенно-грунтовое, поверхностное и смешанное. Тип заболачивания определяется локальной (местной) обстановкой: литологическо-геоморфологическими условиями, характеристиками почвы и болотного массива. Четкая зависимость типа заболачивания от литологии, в частности, про-

является в том, что на легких породах преимущественно развито почвенно-грунтовое заболачивание, в спрессованных условиях — смешанное. На тяжелых породах представлены все три типа, но в основном поверхностное и смешанное заболачивание.

На легких породах почвенно-грунтовое заболачивание протекает достаточно однообразно внутри таяжной зоны. Отличается одной биоклиматической закономерностью: в северной тайге и в восточной (близ экваториальной) части средней тайги почвенно-грунтовое заболачивание постепенно «сдвигается» в сторону смешанного. Это объясняется все большим распространением длительно-сезонномерзлостных явлений в заболачивающих подзолах этих регионов. Наиболее долго оттаивают уплотненные иллювиальные горизонты (в том числе и ортандровки). Они находятся еще в мерзлом состоянии, тогда как лежащие выше подвижные горизонты и нижняя часть профиля, находящаяся в сфере капиллярной влаги почвенно-грунтовых вод, уже оттаивает. Это способствует застойности поверхностной влаги в верхней части профиля подзолов в первую половину лета и приводит к разнотию по части почвенно-грунтового, а скорее смешанного заболачивания.

На тяжелых породах к северу и востоку таяжной зоны все больше преимущественно преобладает поверхностный тип заболачивания. Эта биоклиматическая закономерность объясняется также развитием длительно-сезонномерзлостных и мерзлостных явлений в тайгах.

В зависимости от локальных условий (мехорельефа, характера почвенного профиля, характера и степени выветривания) каждый тип заболачивания реализуется разными механизмами, т. е. определенной совокупностью и последовательностью процессов, трансформирующих исходную незаболаченную или менее заболаченную почву в болотную (Керявцева, 1969, 1973, 1977). При нарастании гидроморфности и почвах совершаются множество микропроцессов и частных макропроцессов (по Роле (1971)). В понятие «механизм заболачивания» входят частные макропроцессы, или элементарные почвообразовательные процессы — ЭПП (Горюхины, Глазовская, 1960), наиболее важные, которые прямо способствуют созданию свойств, делающих возможным торфонакопление. Другие ЭПП, лишь сопутствующие заболачиванию и не влияющие на развитие процесса, могут имеваться «элементом заболачивания».

В понятие «механизм заболачивания» включаются также процессы поступления в почву дополнительной влаги зиме, которые не связаны с почвообрезыванием на заболачиваемом участке: подтоки почвенно-грунтовых вод и поверхностные заплески со стороны торфяника. Именно эти процессы — разный режим и количество (качество) поступающей диссоциативной влаги — и определяют непосредственное различие в сочетаниях ЭПП, которые совершаются в минеральном профиле почвы на заторфовывании.

Таблица 8. Типы и механизмы автономного эволюционного и ускоренного эволюционного развития

| Тип эволюции  | Порода        | Геноф                | Сфера эволюции (сфера деятельности) | Механизмы эволюции                                                                                                  |                                                                                                                                                                                           |
|---------------|---------------|----------------------|-------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|               |               |                      |                                     | Средства                                                                                                            | Элементы                                                                                                                                                                                  |
| Положительная | Синтетическая | Продуктивное племени | Сфера производственной деятельности | I. Краткосрочное эволюционное развитие<br>Ускоренное развитие<br>Заторфовывание                                     | II. Краткосрочное эволюционное развитие<br>Ускоренное развитие<br>по классическому дифференциальному образованию<br>Ускоренное развитие<br>по классическому образованию<br>Заторфовывание |
|               | Целевая       | Целевой или плановой | Всё, что связано с целью            | III. Длительное эволюционное развитие<br>Стабилизация<br>Заторфовывание                                             | Заторфовывание                                                                                                                                                                            |
|               | Положительная | Положительная        | То же                               | I. Ограниченное эволюционное развитие<br>Заторфовывание<br>II. Ограниченное эволюционное развитие<br>Заторфовывание | I. Ограниченное эволюционное развитие<br>Заторфовывание<br>II. Ограниченное эволюционное развитие<br>Заторфовывание                                                                       |
| Положительная | Положительная | Положительная        | Сфера производственной деятельности | III. Ограниченное эволюционное развитие<br>Заторфовывание                                                           | III. Ограниченное эволюционное развитие<br>Заторфовывание                                                                                                                                 |

[illegible]

Механизмы аллелотонного заболачивания, которые мы выделяем, уже были частично освещены нами ранее (Жаравина, 1969, 1972а, 1977). С некоторыми дополнениями и корректировкой они сведены в табл. 8. Как видно, в таблице отражены основные возможные случаи заболачивания — это типы, механический состав пород, условия рельефа, степень влияния болотного хвостика и характер почв. В частности, в характеристиках рельефа заболачивающегося участка учтены четыре основных варианта — классификация, склоны, микроподнятия и дренажные микроподнятия. Нужно отметить, что утесовидные впадины гряды болота часто бывают лучше дренированы, чем и удалены от истока. Когда болото еще не заполняло депрессию, из него исходят стоки, а благодаря крутым склонам депрессия дренаж близлежащих микроподнятий улавливается. Учеными также описаны возможные варианты влияния болота на суходол: постоянное затопление и подпор-подъем почвенно-грунтовых вод. Степень затопления и подпор-подъем почвенно-грунтовых вод. Степень затопления и подпор-подъем почвенно-грунтовых вод. Степень затопления и подпор-подъем почвенно-грунтовых вод.

В пределах типов поверхностного и почвенно-грунтового заболачивания, обусловленных литологией, выраженность того или иного механизма определяется в общих чертах условиями рельефом, характером почвенного профиля, характером и степенью влияния болота. При некоторых механизмах два первых условия не играют роли, фактически единственных и определяющих является третье условие.

Понявшем и возникновению поверхностного заболачивания служат кратковременное или длительное (постоянное) поверхностное затопление водами болота.

В средней тайге затоплению подвергается слабо дифференцированное по латерально-калпгальному типу почвы — лесозащитные. Кратковременное затопление вызывает в них постепенное усиление овражения в поверхностных горизонтах, что приводит к созданию условий, благоприятных для торфонакопления. I механизм поверхностного заболачивания. В южной тайге при кратковременном затоплении дерново-подзолистых почв, верхняя оподзоленная часть профиля которых обесцвечена и обладает достаточной порозистостью и водопроницаемостью, вкратце наблюдается эффект быстрого усиления латерально-плотностной дифференциации профиля. Затем над уплотненными латеральными горизонтами возникает и со временем усиливается поверхностное овражение, приводящее к началу торфонакопления. II механизм поверхностного заболачивания. Можно добавить, что этот механизм может иметь место и в средней тайге, когда кратковременному поверхностному затоплению подвергается такситико-дифференцированные подзолистые суглинки почвы. Длительное (постоянное) затопление водами болота, независимо от характера почвенного профиля, создает в почвах стабильные овражения и приводит к торфонакоплению — III механизм поверхностного заболачивания.

В целом основная черта механизмов поверхностного заболачивания — возникновение или усиление поверхностного стока в почвах. Это приводит к ухудшению в без толс неудовлетворительного состояния дренажа почвенной толши. Избыточная влага в верхних минеральных горизонтах вызывает ухудшение условий разложения подстилки, смену растительности на более гидрофильную, начало торфоаккумуляции. На определенных этапах поверхностного заболачивания (особенно у близк болот) в почвенном профиле могут появляться почвенно-грунтовые воды. Но они в этом случае не играют решающей роли, так как все увлажнение в почвах и растительности, происходящее под влиянием поверхностного переувлажнения, значительно опережает медленный подъем почвенно-грунтовых вод к поверхности.

Почвенно-грунтовое заболачивание возникает в связи с подпорок горизонта почвенно-грунтовых вод прилегающего сухого-ла болотными водами или в связи со сбрасыванием последних и горизонт почвенно-грунтовых вод. И то и другое явление вызывает прогрессирующий подъем почвенно-грунтовых вод и активизирует процесс  $Al-Fe$  гумусового оподзоливания. В условиях склона это часто приводит к образованию ортзанда — I механизмом почвенно-грунтового заболачивания; в условиях плоского рельефа обычно формируется достаточно уплотненный горизонт  $B_{th}$ , иногда с фрагментами ортзанда — II механизм почвенно-грунтового заболачивания. Затем над уплотненной толщей возникает и усиливается поверхностное увлажнение, что в конце концов приводит к началу торфоаккумуляции.

В целом основная черта механизмов почвенно-грунтового заболачивания — формирование уплотненного или высокоплотного горизонта как результат подзолистого  $Al-Fe$  гумусового почвообразования в условиях подстилающихся почвенно-грунтовых вод. В этом смысле почвенно-грунтовые механизмы являются по существу именно последними, окончательными почвообразовательными. Без формирования уплотненного горизонта было бы невозможно возникновение и развитие последующих элементарных почвенных процессов — поверхностного ослонения и заторфирования, а также протекание заболачивания как такового.

На последних этапах проявления почвенно-грунтовых механизмов почвенно-грунтовой тип заболачивания, как уже отмечалось, сменяется смешанным благодаря застою поверхностных вод над уплотненным горизонтом  $B$  и ортзандом. Влияние застоя еще более усиливается при наличии длительно-сезонной мерзлоты в северной тайге и в восточной части средней тайги.

При смешанном заболачивании предполагается двойное воздействие растущего болота на прилегающий сухой-ла — через поверхностное затопление и через подъем уровня почвенно-грунтовых вод. Однако особенностью механизмов смешанного заболачивания является довольно редкое совпадение во времени этих двух фаз переувлажнения. Чаще наблюдается их разбиде-

ние по времени. Разные последовательности и выраженности этих явлений и различных по свойствам почвах средней и южной тайги определяют наличие пяти механизмов смешанного заболачивания.

В тяжелых почвах средней тайги подъем почвенно-грунтовых вод вызывает усиление оглеения в профиле, но, как правило, не приводит к торфонакоплению. Затем на определенном этапе развития болота превращается поверхностное затопление, стимулирующее торфобразование, — I механизм смешанного заболачивания. Возможно, что грунтовая фаза переувлажнения не вызывает торфонакопления только потому, что водный подъем почвенно-грунтовых вод не необходим для этого, глубина переувлажнения поверхностным затоплением со стороны болота.

В южной тайге заболачивание происходит или обильно болотом, или в удалении от него по микропонижениям рельефа; в последнем случае сформированы подзолисто-глеевые почвы, характеризующиеся текстурно дифференцированным профилем и поверхностным оглеением. Подъем почвенно-грунтовых вод в подболоте приводит к его стабилизации, сплошное по глубине оглеение и заторфование — II механизм смешанного заболачивания. В хорошо дренированных микропонижениях дополнительная поверхностная влага не создает оглеения. Подъем уровня жестких почвенно-грунтовых вод вызывает формирование дерново-глеевых почв, заторфование которых может быть вызвано только доступностью со временем поверхностных затоплением со стороны болота, — III механизм смешанного заболачивания.

Вели на тяжелых породах происходит почти одновременное возникновение и поверхностное затопление, и подъем почвенно-грунтовых вод от болота, то это быстро приводит к стабильному оглеению и заторфованию — IV механизм смешанного заболачивания.

На легких породах в средней и южной тайге развит еще один (V) механизм смешанного заболачивания — затопление, которое способствует резкой смене глеевого подзола на глеевом болотный. Этот механизм также характеризуется разобщением во времени фаз поверхностного и почвенно-грунтового переувлажнения. Почвенный профиль глеевых подзолов, развитых на подверженных обводнению участках, уже «подготовлен» к удер-  
жанию на поверхности болотной воды в результате проявления водоемкости одного из механизмов почвенно-грунтового заболачивания еще до момента затопления; в после затопления почвенно-грунтовые воды, имеется уплотненный горизонт В или ортаэкс, подзолистый горизонт А2 переувлажнен. Достаточно мощной торфянистой подстилкой может и не быть. В болотную почву глеевый подзол превращается благодаря затоплению; дальнейшее нарастание торфа может начаться и после затопления.

В целом основная черта механизмов смешанного заболачивания та же, что и поверхностного — возникновение или усле-

ние в профиле зоны переувлажнения и стечения, взаимодействующих со временем торфизакаплиения. Разница заключается в том, что при сменяемом заболачивании в почвенной толще присутствуют почвенно-грунтовые воды, которые сами по себе не вызывают заболачивания, но на всех стадиях его развития играют косвенную роль подпора поверхностных вод. На всех стадиях сменяемого заболачивания поверхностные воды являются ведущим фактором, почвенно-грунтовые — косвенным, — усиливающим эффект воздействия поверхностных вод.

### ДИАГНОСТИКА ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

Для диагностики заболачивания требуется выработка соответствующих критериев, прямо или косвенно свидетельствующих о начале процесса и его активном развитии. Мы использовали следующие четыре группы таких критериев.

1. Почвенно-генетические: морфолого-химические свойства почвы, их несоответствие существующим ландшафтным условиям или их явное динамическое состояние, которое можно связывать с увеличением увлажнения профилей.

2. Почвенно-географические: состав и структура почвенного покрова и почвенных ячеек, свидетельствующие о нарастании гидроморфизма почвенных комбинаций.

3. Болотные: структура болот, фазы их развития и стратиграфия торфяных залежей, информирующие об основных этапах формирования болот, позволяющие выявить время, когда можно начать анализ болота на прилегающий суходол, и степень уклонения во времени этого анализа и тем самым позволяющие, хотя и на косвенных признаках, наметить хронологию для первых двух критериев.

4. Возрастные: датировка деградации горизонтов почвы и торфяников, прямо или косвенно позволяющие определить время, когда происходили те или иные смены во-воображения под влиянием заболачивания.

#### Почвенно-генетические критерии

Эти критерии различны для разных групп почв и для разных стадий заболачивания. Наиболее достоверны из них критерии, позволяющие диагностировать в сформированном болотном ландшафте под торфяной залежью генетические горизонты минеральных почв, которые заведомо не соответствуют экзотическим условиям болота и могли развиваться только в лесном заболоченном или суходольном ландшафте. Подобный минеральный субстрат является реактивным для болотной почвы. Реактивной является и лесная подстилка в нижней части торфяной залежи (если, конечно, подстилка сохранилась до времени на биодендрит, — она могла быть уничтожена пожаром или сильно трансформироваться в условиях болота, что исключает ее четкие диагностические).

Реликтовые минеральные горизонты лесных почв, сохранившиеся в ландшафте болота, могут быть идентифицированы по морфологии, главным образом по окраске и ее дифференциации по глубине, так как минеральный субстрат болот обычно сильно переувлажнен. Аналитические показатели этих горизонтов — распределение по профилю тех или иных химических свойств — обычно подтверждают морфологические наблюдения. Реликтовая лесная подстилка идентифицируется по остаткам кустарничков и зеленых мхов. Обычно она лучше сохраняется в морфологически разнотравье: из-за усадки ее верхний слой несколько меньше средней мощности подстилки в лесу. В подстилках выше слоя торфяной валежки степень разложения меньше и соответствующая потеря при тропическом существовании выше, чем в лесной подстилке, погребенной под торфом.

Распознавание реликтовых горизонтов по свойствам почв болот — наиболее легкий и в то же время наиболее четкий случай идентификации заболочивания. Этот случай свидетельствует о том, что заболочивание произошло и что процесс в данное время развивается уже в болотных, торфяных краях. Таким образом, в этом случае фиксируется почти конечный результат процесса, а не различные его стадии.

Значительно более сложна диагностика нарастающей гидрокорфимости в почвах еще лесных, в той или иной степени заболоченных ландшафтах. В этом случае критерии нарастающего увлажнения могут быть:

- увеличение мощности подстилки (как результат накопления умеренных в зеленомошной стадии долгоживущих и остиловых мхов), часто уже выраженная спонгиозность подстилки (внизу — кустарничково-зеленомошной слой, сверху — слой с преобладанием долгоживущих-остильных остатков);

- сдвигание вниз границы элювиального и иллювиального горизонтов (это может быть выявлено по ряду признаков), если заболочивание из начальных или более поздних стадий характеризуется усилением элювиально-иллювиальной дифференциации профиля;

- формирование ортанды и тодемпы его верхней границей все ближе к поверхности;

- увеличение сложности профиля по тем или иным признакам, способствующее изменению корфимости, сложением, структуры и химического состава горизонтов, которые могут создаваться только в менее гидроморфных условиях или при полных отсутствии переувлажнения.

Следует отметить, что почти все критерии нарастающего гидроморфизма лесных почв в полной мере применимы только при сравнении этих почв с менее заболоченными. Возможность для такого сравнения представляется при изучении катен, в связи с чем они были выбраны для исследования заболочивания почв в Западной Сиббири.

## Почвенно-географические критерии

Эти критерии заключают в себя характеристики состава и структуры почвенного покрова и почвенных катен, свидетельствующие о парастации гидроморфизма.

Состав почвенного покрова заболочивающейся территории характеризуется обязательным присутствием полугидроморфного и гидроморфного компонентов во всех почвенных комбинациях. В условиях избыточного атмосферного увлажнения, плоского рельефа и неудовлетворительности дренажа эти компоненты активно развиваются — переувлажнение этих почв, степень их оmissions и мощность органогенных горизонтов имеют тенденцию к увеличению во времени. Это, в свою очередь, приводит к расширению ареалов, занимаемых гидроморфными и пегидроморфными почвами, за счет ареалов пеггидроморфных почв, в результате к упрощению состава почвенного покрова, уменьшению общего числа составляющих его компонентов.

Б. Б. Палынов (1925) отметил, что в каждом ландшафте и почва наряду с консервативными (современными) и ретентивными элементами следует различать и прогрессивные элементы, характеризующие тренд дальнейшего развития. Подобным прогрессивным элементом на заболочивающейся территории являются полугидроморфные и гидроморфные компоненты почвенного покрова. В. М. Фридлян (1972) различает актуальную (современную) и палецтиальную структуру почвенного покрова; заболочивание представляет собой процесс развития от первой формы существования почвенного покрова ко второй.

Таким образом, процесс заболочивания отражается в составе почвенного покрова обязательным присутствием полугидроморфного и гидроморфного компонентов во всех почвенных комбинациях, а именно: во времени набора почв, составляющих почвенный покров. На начальных стадиях заболочивания общий спектр почв может увеличиваться, но за счет почв полугидроморфного и супреморфного ряда; на последующих стадиях наблюдается все большее упрощение состава почвенного покрова вследствие полного или частичного вытеснения почв пегидроморфных и полугидроморфных.

Одновременно наблюдается изменение в геометрии почвенного покрова. Обычно в сочетаниях почв как достаточно однородных порядках границ ареалов определяются рисунком рельефа. Заболочивание меняет условия мезо- и макрорельефа, в связи с тем ареалы почв уже не строго следуют за последними. Обычно на тяжелых породах в результате заболочивания границы между ареалами становятся размытыми, на легких породах (особенно в условиях склонов), напротив, может наблюдаться увеличение их редкости. Изменение характера границ ареалов существенно меняет общий рисунок почвенного покрова.

В условиях плоского рельефа характерным становится все большее преобладание сочетаний почв, отражающих разную сте-

геня влияния болота. При сдвиге сфер влияния нескольких болотных массивов этот рисунок становится все более размытым. В условиях более расчлененного рельефа и на продвинутой стадии заболачивания часто выражены «минерально-островной» болотный рисунок гетчинского покрова: материнские «контрвалы» на фоне органистани-глеевых и органотетичных почв.

Конечная стадия облагачивания даст полное преобразование структуры почвенного покрова: сочетания разнообразных почв трансформируются в классический болотный почв или в их однородные экраны.

При диагностике заболачивания катон используются прежде всего те же критерии, что и при диагностике состава и структуры почвенного покрова, за исключением геометрии постепенных ареалов, которую катены не отражают. Эти критерии позволяют выявить изделение в спектре почв, составляющих катону, трансформацию ее внутреннего строения через изменение линейной протяженности секторов и частей катены, появление новых секторов, изменение характера границ между разными частями и секторами катены и т. д. Но, поскольку катены являются геохимическими сопряжениями почв, все перечисленные выше трансформации следует связывать прежде всего с изменением характера этого сопряжения, т. е. генетической взаимосвязи между почвами, которое катены выражает достаточно полно. Здесь имеется в виду постепенное изменение во времени первоначального сопряжения почв в катене (увеличение геохимической неоднородности сверху вниз) на обратное (возрастающее усиление геохимической самостоятельности нижних почв катены).

### Болотные критерии

Эти критерии позволяют судить о степени влияния болота на прилегающий суходол в современный период и о его развитии в прошлом, а также приблизительно определить время, когда могло таиться это влияние. Заметное влияние болота на суходол обычно возникает, когда его развитие переходит в мезотрофную или олиготрофную фазу, при заполнении (по вертикали) торфяной залежки торфом мощностью не меньше. Мощность торфяной залежки при этом может быть различной, но минимум несколько метров или больше 1 м. Значительную роль играет и обводненность болота, и рельеф прилегающего суходола. Поскольку все эти характеристики тесно переплетены, дать для каждой из них те средние значения, при которых влияние болота на суходол может начаться, не представляется возможным. В каждом конкретном случае время возможного начала влияния болота на суходол определяется на основе разных соображений. По скорости нарастания торфяной залежки (чем больше скорость, тем меньше разложение торфа) можно судить о том, как влияние болота усиливалось во времени. Современная фаза раз-

иция болота и особенно обводненность его красивых частей могут дать представление о степени его заиления на суходоле в момент наблюдения.

### Возрастные критерии

Эта группа критериев во многом конкретизирует изложенные выше гипотетические построения и preserves их. Датировки по  $C^{14}$  данных слоев залежи, нижних мезо- и олиготрофных слоев дают точные представления о времени зарождения болота, длительности разных фаз его развития и окрестности торфонакопления в разные фазы. Кроме того, датирование придонного слоя торфа суходольных болот прямо указывает на время, когда началось заторфывание данного суходола.

Менее определенная интерпретация может быть получена при датировании по  $C^{14}$  некоторых почвенных горизонтов, например арктических, иллювиально-гумусовых, вторых гумусовых и др. Трактовка этих радиоуглеродных дат осложнена тем, что почва является системой, открытой для современного углеродного обмена; методические подходы, позволяющие скорректировать возможную ошибку, пока и почвоведении не найдены. Поэтому интерпретация почвенных радиоуглеродных дат должна сопровождаться достаточно строгими почвенно-генетической и почвенно-географической корректировкой.

Следует отметить, что наличие заболачивания и та или иная его стадия и интенсивность почти всегда выражены в растительности — флористическом составе и структуре ценозов. Поэтому наиболее очевидные признаки заболачивания, проявляющиеся в растительном покрове, также могут служить характерными, подтверждающей оппозитные данные критерии.

## ЗАБОЛАЧИВАНИЕ НА ЛЕГКИХ ПОРОДАХ В СРЕДНЕЙ ТАЙГЕ

Анализ региональных проблем заболачивания и его влияния на лесоспособность почв с анализа почвенно-грунтового заболачивания, различающегося на легких породах, поскольку оно наиболее ярко выражено в почвах и почвенном покрове и наиболее четко диагностируется. Один из изученных объектов — Сытомынский ареал, который далее и рассматривается, — расположен на надпойменных террасах Оби в Сургутском Полесье, которое относится к территории, характеризующейся питанием ее спусками (Верамов и др., 1970).

### СЫТОМЫНСКИЙ АРЕАЛ

Мелкопесчаный ареал был изучен вдоль 2,5-километрового линейного профиля, протянувшегося от легкой поймы Оби через I и II террасы до берега озера в красной части обширного грядово-мочажинного болота.

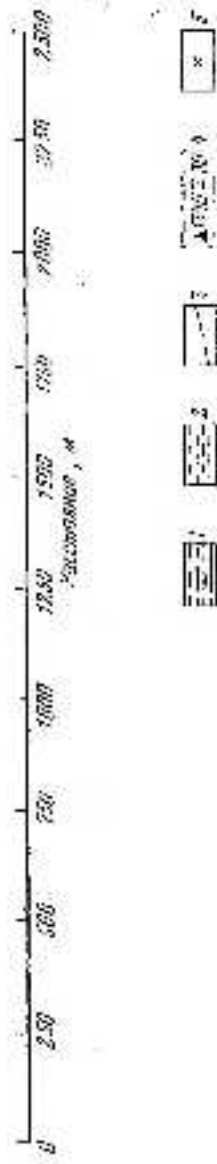
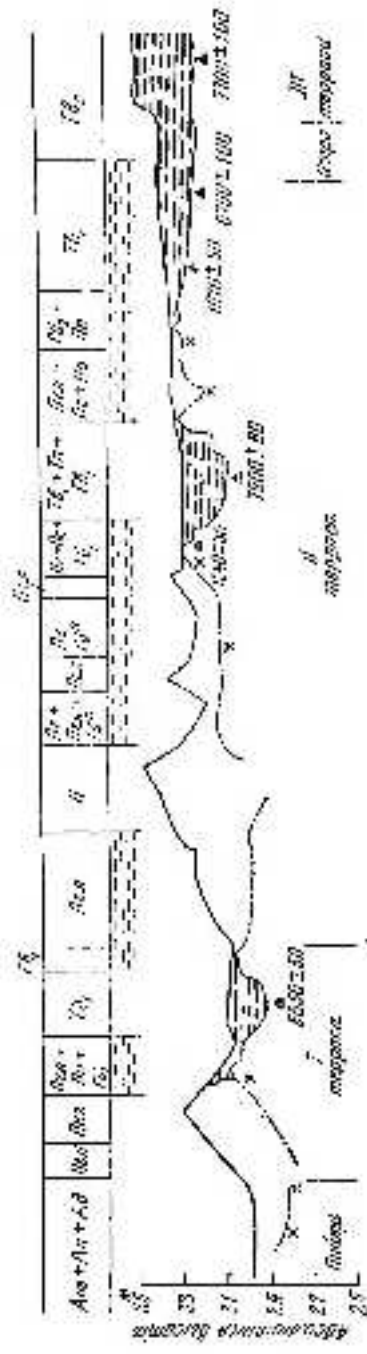
Террасы сложены из глубины 3,5—6 м элювиальными кварцевыми песками, подстилаемыми глинистыми отложениями. В песчаной толще часто встречаются прослойки песка и супесей, более богатых по химико-минералогическому составу. Рельеф террас выровненный, с отдельными участками мелких бугристых и грядовых форм, свидетельствующих о небольшой эрозионной обработке поверхности в прошлом. Абсолютные высоты I и II террас соответственно 31—33 и 33—35 м. Поверхность рельефа, в том числе занятая болотами, имеет врез 1—3 м, до развития болотообразования колебания относительных высот, судя по мощности торфяных залежей, были на 2—4 м больше.

Уровень почвенно-грунтовых вод почти на всем протяжении профиля располагается на небольшой глубине (0,1—2,5 м) и гидрологически связан с уровнем болотных вод и распуцких торфяниках. Почвенно-грунтовые воды лежат глубоко (не обнаружены до 4,6 м) только в центральной, наиболее пониженной части II надпойменной террасы и на отдельных участках I террасы. Уровень болотных вод в разных торфяниках имеет различные отметки. На торфянике I (рис. 1) он был зафиксирован в июле в 60—70 см от поверхности. Это связано с горизонтальными дренажными блоками благодаря зигзагообразной форме торфяника и наличию вокруг него понижения (по влиянию старичного происхождения), в которое стекается часть свободной воды. Другая ее часть образует в почвенно-грунтовые воды I надпойменной террасы, чем и объясняется их близкое к ней значение. Торфя-

Таблица 9. Некоторые характеристики химических систем полевально-гуминовых под\*

| % гуми-<br>на | Анализированные на уровне                                                                        | Среднее<br>содержание,<br>мг/г | Показатель<br>интенсивности,<br>мг/г, кг/т | Р <sub>0</sub> | Плотность,<br>г/см <sup>3</sup> | Сод <sup>2+</sup> | Сод <sup>3+</sup> | К <sub>2</sub> O | К <sub>2</sub> O | Р <sub>0</sub> | Жесткость,<br>мг-экв/л |
|---------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------------|----------------|---------------------------------|-------------------|-------------------|------------------|------------------|----------------|------------------------|
| 40            | Першая часть между торфя-<br>ными 2 и 3, граница неопре-<br>делен                                | 100                            | 114                                        | 6,02           | 1,09**                          | 0,42              | 0,06              | 0,02             | 0,03             | 0,37           | 1,32                   |
|               |                                                                                                  |                                |                                            |                | 61,0                            | 8,35              | 1,54              | 0,75             | 0,80             | 17,80          |                        |
| 57            | Средняя часть склона II над-<br>лежущий торфяной подстил<br>глиняный с фрагментами орг-<br>завал | 75                             | 39                                         | 5,17           | 0,40                            | 0,43              | 0,53              | 0,02             | 0,02             | 0,02           | 0,45                   |
|               |                                                                                                  |                                |                                            |                | 24,5                            | 8,05              | 0,30              | 0,80             | 0,40             | 2,80           |                        |
| 44            | Первая часть склона I — над-<br>лежущая торфяная часть склона III<br>часть торфяной              | 85                             | 71                                         | 4,85           | 0,29                            | 0,17              | 0,30              | 0,02             | 0,03             | 0,01           | 0,20                   |
|               |                                                                                                  |                                |                                            |                | 15,81                           | 5,46              | 1,35              | 0,66             | 0,75             | 1,50           |                        |
| 44            | Последняя часть III торфяной<br>торфяной 3, подстил                                              | 27                             | 33                                         | 6,43           | 0,42                            | 0,29              | 0,38              | 0,02             | 0,02             | 0              | 0,50                   |
|               |                                                                                                  |                                |                                            |                | 25,02                           | 4,32              | 0,46              | 0,75             | 0,37             |                |                        |
| 50            | Нижняя часть склона II над-<br>лежущий торфяной в торфяно-<br>ру 2, подстил                      | 45                             | 27                                         | 5,34           | 0,13                            | 0,07              | 0,04              | 0,02             | 0                | 0              | 0,11                   |
|               |                                                                                                  |                                |                                            |                | 8,15                            | 1,37              | 0,12              | 0,33             |                  |                |                        |
| 1             | Взвешенный торфяной подстил<br>Вал торфяной-глиняной под-<br>стил                                | 25                             | 20                                         | 0,38           | 0,24                            | 0,24              | 0,03              | 0,04             | 0,04             | 0              | 0,30                   |
|               |                                                                                                  |                                |                                            |                | 11,04                           | 3,71              | 0,79              | 1,40             | 1,15             |                |                        |

\* Методика Т. А. Виноградова. \*\* Данные по всем пробам. Скорость выщелачивания — в мг/г, выщелачивание — в мг/г.



пика 2 и 3 сильно обтоплены, окружены сбитой и глубокой обрабаточной бороздой (галзгой) шириной до 100 м и глубиной до 1 м. Уроженцы болотных вод в этих торфяниках лежат на поверхности или вблизи нее.

Анализ химического состава почвенно-грунтовых вод указывает его значительную вариацию в разных ландшафтных условиях (табл. 9). В целом воды гидрокарбонатно-кальциевые, пресные (по общей минерализации), очень жесткие [по величине жесткости, по Алексу (1946, 1948)]. Наибольшая минерализация наблюдается в почвенно-грунтовых водах суходола, вселяющихся подпор и толтик грунтовых вод со старицы болота, по без обследующего его влияния (пробы 40, 57, 11). Более низкая минерализация характерна для участков галей, где почвенно-грунтовые воды сильно разбавлены болотной водой очень мягкой минерализации (пробы 41, 50). Самая низкая минерализация отмечается в водах вытокной поймы (проба 1). Наиболее кислыми являются почвенно-грунтовые воды вблизи склади болот (проба 11); в остальных случаях pH в кислом и слабощелочном интервале.

Содержание органического вещества в целом высокое. Наибольших значений оно достигает в почвенно-грунтовых водах суходолия (пробы 46, 57, 11). При обводнении болотной водой содержание его сильно снижается (пробы 41, 50), названные анализы относятся к выщелоченной пробе (проба 1).

Большинший интерес представляет содержание железа, поскольку в нем почти связано фиксированное тем или иным железистым новообразованием в тканях, в частности ортопозе. Наибольшая концентрация Fe наблюдается в подпах под узкой тесчаной гряд-

REV. I. HANICHOLOPOULOS AND OTHERS

[illegible]

1 — торф; 2 — зоны заболачивания; 3 — урочище песчико-глинистого ряда; 4 — георазы при-  
дненного края торфа на  $С_{0,5}$ ; 5 — место стеления проб на торфе при  $С_{0,5}$ .

Тетраэтилэтилендиамин — тетраэтил-1,2-этилендиамин. А, следовательно — тетраэтил-2, у которого крэн тетраэтил-1, тетраэтил-3, ионизируется в тетраэтил-2-оксимидином биситом

до 5 (проба 40). Это можно связать с высоким уровнем Fe из почвенного профиля формирующихся на груде Al—Fe-гумусовых гиссоватых подзолов. В результате интенсивного листового опарения из горизонта почвенно-грунтовых вод конденсации в них Fe может достигать большой величины. На остывающих участках почвенно-грунтовые воды так слабо окисляются, как под влиянием разбавления лежелезными болотными водами содержащие Fe падают до нуля.

На изученной территории выражена полная картина перехода от исключительных лишайниковых и бруснично-лишайниковых почвенных лесов через и разной степени заболоченные системы (с участком кедра) и березно-осиновые леса к болотам. Распределение фитоценозов отражено на трофиле (см. рис. 1)<sup>1</sup>. В целом оно хорошо увязывается с распределением воды и глубиной залегающих почвенно-грунтовых вод, на исключительном участке с суходольной еловой растительностью после пожара, а также суходольных участков березы, где заторфованность еще сильная и болотизироваться способствуют.

Профиль перекрывает три торфяных болота. Торфяники 2 и 3 представляют собой окраинную часть верхнего глянцево-мочажнистого болота, которое глубже и шире пощиплано и прилегающий к ней суходол. Изучение торфяных залежей этого болота (рис. 2) показало, что оно начало формироваться в первоначальное обр. не мной и глубокой депрессии на II единовременной террасе в начале атлантического периода, когда, по палеогеографическим данным, наступило похолодание после березинского потепления. Возраст (по C<sup>14</sup>) нижней части торфяной залежки, представляющей собой зияющий сфагново-сосновый торф с остатками коры и листьев березы, разложившийся на 45—50%, 7700 ± ±110 лет (ИГАН-142).

Ситрофазная стадия, судя по мощности соответствующего торфа, была недолгой и сменилась более длительной мезотрофной, которая отражена в зияющей мшистым слоем переходного сфагново-пушицево-соснового торфа со степенью разложения 20—25%. При общей мощности торфяной залежки около 120 см болото отсутствовало в олиготрофную стадию разложения. По средней скорости торфообразования за период 4400—7700 лет назад (около 0,7 мм/год) можно считать, что ситрофазная стадия длилась около 280 лет, мезотрофная — 1400 лет, олиготрофная началась около 6800 лет назад, в середине штихума голоцена. Нижние слои олиготрофного торфа имеют пушицево-сфагновый состав и содержат остатки коры и листьев, преимущественно березы (остатки елки единичны).

В период формирования этого торфа, судя по олиготрофной

<sup>1</sup> Распределенность Ситрофазного ареала изучалась Е. И. Малиновской (Главный Почвенный ин-т СО АН СССР); ею же выполнены геоботанические карты работы.



все более неблагоприятным. П жемажонгах скорость торфоаккумуляции была, очевидно, близкой к стационарной и не претерпевала.

Формирование верхнего 80-сантиметрового слоя фускум-торфа на граде и всего слоя тильдерусового торфа в жемажонгах, тильдеруску, приходится на субатлантический терпоз таллоса. Это практически неразложившиеся торфяные слои, аккумулярованные в самый суровый по климату стресс таллоса.

Изучение торфяников 2 и 3, являющихся периферическими частями верхнего градово-жемажонгового болота, позволяет выявить, как распространялись во времени его влияние на прилегающий суходол. Торфяник 3 сформировался целиком на склоне суходола в депрессии, занятой градово-жемажонговым болотом. Это суходол с типично кассидро-сфатиковым обилием слесей болота и биогенной бурлястостью, над торфяной залежью которого повсеместно вскрыты профили реликтовых А1-Fe-гумусовых подзолов. Вследствие значительной глубины расположенного виск факра не удалось выявить, занимает ли оно также часть бывшего суходола или размещается полностью в пределах депрессии. Первый вариант не исключен, так как для озера установлено обилие крупных деревьев. Торфяник 3 у берега озера имеет торфяную залежь не более 100 см (разрез 46—75, см. рис. 2), в остальном и значительно меньшую — около 70 см (разрез 37, Керанова, 1975), целиком сложенную верхним пунцево-сфатиковым торфом, лежащим на субатлантом песке торфяника А2 подзола.

Определенный по  $C^{14}$  возраст прилегающей слес торфа 6760 ± 100 лет (117А11-137). Это означает, что градово-жемажонговое болото начало влиять на прилегающий суходол приблизительно уже в начале мезотрофной стадии своего формирования. Через 1000 лет началось авторфывание нижней части склона суходола, которая, по-видимому, была с самого начала зарождалась болота связана с ним через почвенно-грунтовые воды. На это указывает значительная мощность полесистоты торфяника (около 20 см), вскрытого под торфом в разрезе 47—75. Средняя скорость торфоаккумуляции в этой залежи болота — небольшая, около 0,2 мм/год, что можно объяснить благоприятными, очевидно, условиями разложения, которые существовали здесь в начале формирования болота, в атлантическое время, в частности, и в суббореале (залежь торфа на глубине 40—150 см хорошо разложена). Верхние 40 см залежи сложены почти неразложившимся торфом, что говорит о значительном ухудшении условий разложения и, очевидно, о повышении скорости торфоаккумуляции в последующие 1700 лет.

В этот же период активизировался и карликовый горизонтальный рост градово-жемажонгового болота, оно стало прирастать на верхнюю часть склона суходола. В настоящее время здесь развит верхнее бурлящее ступенно-кустарничково-сфатиковое болото с лесом, имеющее пунцево-сфатиковую торфяную залежь мощностью 80—110 см, подстилаемую реликто-

ными профилями подзолов. Согласно радиоуглеродному датированию 110-сантиметровой заделки (разрез 45—75), ее возраст у дна равен  $1670 \pm 80$  лет, а на глубине 40—68 см —  $1430 \pm 30$  лет (141 А11—134 и 133).

Таким образом, в середине субатлантического периода, когда в самом грядово-мочажинном болоте торфонакопление на грядово-мочажинной стадии значительно замедлилось, происходило его активное расширение за счет массы торфа, накопившейся в торфяной заделке. Это расширение болота совпало с периодом формирования верхнего 40-сантиметрового слоя много разложившегося торфа на суходольном болоте нижней части незаторфованного склона (разрез 47—75). Из приведенных выше радиоуглеродных дат разреза 45—75 следует, что первая 200—300 лет торфонакопление шло очень активно, со скоростью около 1,7 мм/год, а затем несколько замедлилось.

В результате этих двух этапов горизонтального расширения грядово-мочажинного болота на склоне суходолья сформировался торфяник 3; незабываемым остался наиболее возвышенный участок суходолья в виде гряды-островка среди болота, занимающей в настоящее время сильное влияние болота через подпор и подъем уровня прилегающих грунтовых вод.

Торфяник 2, хотя он также представляет собой периферическую часть грядово-мочажинного болота, тем не менее имеет не суходольное происхождение: он возник на месте неглубокой, по-видимому обширной, депрессии II надпойменной террасы. В настоящее время центральная часть торфяника 2 представляет собой сплошное (с катром) пушицево-кустарничково-сфагновое верховое болото, имеющее бугристый микррельеф, с начальной дифференциацией на гряды и мочажинки; мощность торфяной заделки около 2 м. Болото сильно обводнено по краям, в результате чего здесь наблюдается формирование на верховом торфе переходного (регрессивно-топного) разлития; мощности переходного торфа около 60 см, что говорит о давнем начале теклового (самподтопления) торфяника. Краевые обводненные части торфяника 2 представляют собой мохово-сфагновое (25—60 см) или даже ослонное и ситниково-пушицево-ослонное болото, развитое на рыхловатых профилях подзолов.

Согласно радиоуглеродной датировке предпоследнего слоя торфа (разрез 48—75, см. рис. 2), на глубине 180—200 см его возраст равен  $7900 \pm 50$  лет (141 А11—138), подстилающий субстрат — песчаный аллювий. Таким образом, торфяник 2, по-видимому, начал формироваться в слое изолированной депрессии возвышенно, почти одновременно с грядово-мочажинным болотом, даже несколько раньше, но также в начале атлантического периода.

Средняя скорость торфонакопления за весь период развития торфяника была довольноой — 0,25 мм/год, что, очевидно, следует связать с благоприятными условиями разложения за прекращением верхнего 45-сантиметрового слоя, торф средне и хорошо разложившийся. К благоприятным условиям разложения торфа

можно отнести к хорошей степени депрессии, которая началась около 2400 лет назад, в начале субатлантического периода. Именно в это время, когда общая влажность земли достигла 140—150 см и торфяник 2 более чем наполовину заселил депрессией, началось его активное воздействие на прилегающий, довольно крутой склон сухогола, по-видимому, вначале через почвенно-грунтовые воды (см. рис. 1 — левая окраина торфяника 2).

Судя по степени разложения торфа в первом 45-сантиметровом слое торфяника 2, условия разложения значительно ухудшились около 1800 лет назад, что совпало с началом второго этапа расширения грядово-мочажинного болота. Примерно в это же время началось и активное торфянистое расширение торфяника 2: в самой отдаленной от его центра части возникло болото, развитое по профилю подзола, исчисления радиоуглеродная дата 1340±80 лет (разрез 54—75, ИГАН-136). Таким образом, торфяник 2 — самостоятельно развивающееся болото, ставшее частью грядово-мочажинного болота только в результате последующего заболачивания сухогола, когда первоначальные разобщенные части болот объединились в единую болотную систему. Активное воздействие торфяника 2 на сухогол, первоначально через почвенно-грунтовые воды, когда началось на рубеже суббореального и субатлантического периодов, объединение и заторфывание прилегающего склона сухогола началось около 1700—1800 лет назад.

Торфяник 1 развит в послекризовой неглубокой (около 2 м) депрессии около тылового ота I грядово-мочажинной террасы. По-видимому, это понижение пойменности (старичного) происхождения, до недавнего времени имевшее гидрологическую связь с рекой, что обеспечивало удовлетворительный сток на него. Торфянообразование началось в наиболее глубокой и застойной части старицы (см. рис. 2; разрез 24—75) 5850±50 лет назад (ИГАН-135), в середине атлантического периода; в то же время окружающая малоподвижная часть еще была проточной.

Выросший торфяник принял слабовыуклую форму и образовал уступ в межлодочной части, что обеспечивало его хорошую дренируемость и слабую обводненность. Между тем, хотя, что дренируемость торфяника 1 в его мелководной части ухудшилась сравнительно недавно из-за прекращения связи с действующими протоками реки (заторфывание или заглужение устьевой части). Связи с обводненностью мелководной части бывшей старицы принял застойный характер, создались предпосылки для ее заторфывания.

В настоящее время большая часть торфяника 1 представляет собой выпуклый верховой сосновый пушечно-кустарничково-сфагновый рак (рис. 3). Немного меньше трети его площади является суховосным древком, возникшим в результате заболачивания прилегающего леса — выделы 1—3; выделы 5 и 6 представляет собой заторфывающуюся мелководную часть быв-



нового торфа ядл в почве отложения брусничного торфа. Наступление этого торфяника на суходол происходит и сейчас, главным образом через почвенно-грунтовые воды; объединение же наблюдается, так как на контакте с суходольными лесом торфяник не имеет объединенной зоны.

Таким образом, изучение торфяников 1-3 показало, что они имеют среднепалеоеновый (атлантический) возраст и что в продолжение стадии их развития наблюдался активный горизонтальный рост. Это привело к заболочиванию части суходола, превращению в настоящую временную верховую суходольную болота, которые слились с первичными участками болотообразования в депрессивный рельеф. Время, когда могло впасть активное влияние болот на прилегающие суходолы, определялось локальными (местными) условиями; поэтому начало заболочивания наступило на каждом торфянике дифференцированно во времени даже на такой ограниченной по площади территории. Так, продвижение влияния грядово-мочажинного болота можно подразделить на два этапа. Первый этап начался в середине атлантического периода, второй начался в середине субатлантического (около 1700 лет назад); он продолжается и в настоящее время.

Влияние на суходол торфяника 2 началось, как можно предполагать, на рубеже суббореального и субатлантического периодов (около 2500 лет назад), а его активизация (в форме объединения) — около 1800 лет назад, что совпадает со вторым этапом активизации грядово-мочажинного болота. Влияние торфяника 1 на прилегающий суходол началось, по-видимому, не раньше, чем на рубеже суббореального и субатлантического периодов. Объединяющего воздействия этого торфяника пока не наблюдается. Для его проявления, очевидно, необходимо дальнейшее развитие торфяника в течение длительного времени.

По составу комплексов, сложенных почвенными покровами, Соложковский ярус типичен для средневековых территорий, сложенных глинами, породами (рис. 4, см. рис. 1). Здесь развиты типичные А<sub>1</sub> — гумусовые подзолы, А<sub>2</sub> — гумусовые подзолы тучного увлажнения (глееватые, глеевые и органо-глеевые), болотные торфянисто- и торфяно-глеевые почвы (глеевыми болотами торфянистые и торфяные) и торфяники, преимущественно верховые, с разной мощностью торфяной залежи (0,7—4 м). На пойменных участках в зависимости от механического состава аллювия, рельефа и режима затопления развиты разные типы и подтипы пойменных почв.

Закономерности географии точек изученной территории определяются рельефом, глубиной залегания чистого грунтового подстила, близостью болотного массива и характером его влияния, а на пойме — и режимом ее затопления.

На основании заливаемой глеевой распространения почвенные слои слабореактивные почвы (при легком механическом составе пород) и пойменные заболоченные и болотные дерново-торфянисто-перегнойные (при супесчаном механиче-

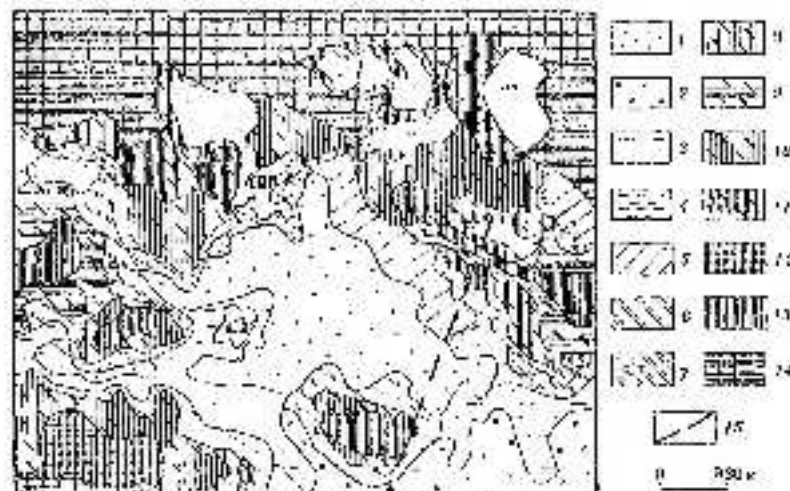


Рис. 4. Поделенная карта Сотинского арала.

1 — высокая злаково-луговая растительность в водно-болотных угодьях; 2 — то же, но в пониженных частях; 3 — то же, но в пониженных частях; 4 — то же, но в пониженных частях; 5 — то же, но в пониженных частях; 6 — то же, но в пониженных частях; 7 — то же, но в пониженных частях; 8 — то же, но в пониженных частях; 9 — то же, но в пониженных частях; 10 — то же, но в пониженных частях; 11 — то же, но в пониженных частях; 12 — то же, но в пониженных частях; 13 — то же, но в пониженных частях; 14 — то же, но в пониженных частях; 15 — то же, но в пониженных частях.

ским составе парода и на более пониженных участках). По выгоревшей пойме жарду с теми же заболоченными почвами, но более древними, при глубине залегания грунтовых вод в межсезонный период 1,2—1,5 м и большей, распространены пойменные дерново-глееватые слабообводненные почвы.

Повышеная возвышенная часть надпойменной террасы и ее склоны к пойме (см. рис. 1) заняты лесостепью воззвотами, так как благодаря росту торфяника 1 или эта терраса, за исключением небольших понижений вложенного рельефа, находится в сфере влияния уровня почвенно-грунтовых вод. На западной возвышенной части террасы и склона ее к пойме они залегают на глубине 1,5—2,5 м, а на склоне к торфянику 1 — на глубине от 1,2—1,3 м до самой поверхности.

В пониженной части разных комбинации подзолов глееватых, глеевых и приподнятых, очень редко смешанных в простом виде. Подзолы оркандовые частично характеризуются стек-

ожем полевенно-грунтовых вод у поверхности, что наряду с признаками прогрессирующего торфонакопления свидетельствует о трансформации их в глеезекты болотные. В контуре торфяника I периферическая часть занята глееземами болотными, развитыми на реликтовых профилях подзолов, а центральная часть — верховыми среднекислыми торфяниками.

II надпойменная терраса представлена на профиле двумя участками: склоном низоболотных массивов и заболоченным островком суши между торфяниками 2 и 3 (см. рис. 1). В нижней и средней частях острова слагают массив и торфянику 1, который поднят здесь почвенно-грунтовыми водами до глубины 0,6—2,5 м, развиты подзоны глееватые. На наиболее высокой части террасы формируются автогенные  $Al$ -Fe-гумусовые подзолы с беспродолно разбросанными зрелыми контактно-глееватыми подзонами. Весь пологий склон II террасы и торфянику 2 находится в сфере влияния полевенно-грунтовых вод.

В понижениях и вблизи торфяника развиты глеезекты болотные (кислые) на реликтовом профиле подзолов к торфянику глеезекты (глубина залегания полевенно-грунтовых вод 0—1,2 м); на повышенных развиты подзоны глееватые. Периферическая часть торфяника 2 занята глееземами болотными (кислыми) на реликтовых профилях подзолов, а центральная часть — переходными и верховыми торфяниками. Островок суши находится в сфере влияния обеих торфяников, питающих его полевенно-грунтовыми водами. Глубина их залегания в самой пониженной части 1,7—2 м, на склонах 0,6 м. Здесь выражены контактно-глееватые, глеевые и грядчатые подзолы.

На торфянике 3 развиты глеезекты болотные и халеконные верховые торфяники; и те и другие формируются на реликтовых профилях подзолов.

По структуре полевенно-грунтовых вод изученная территория обладает рядом особенностей (см. рис. 4). Она исключает прежде всего в равном преобладании площадей заболоченных халеконных (локугидрокорфных), торфяно-глеевых и торфяных топей (глееземов болотных и торфяников) над площадями, занятыми педиформными и микрорельефными почвами ( $Al$ -Fe-гумусовыми подзонами). Последние представляют всего одну контуру, приуроченную к наиболее возвышенной части II надпойменной террасы, где подзоны почвенно-грунтовых вод до той глубины, на которой они начинают влиять на почвообразование, еще не произошло, хотя их уровень постепенно поднимается; наиболее сильным здесь является влияние торфяника 2.

По мере продвижения торфяника 2 на ступенчатый склон II террасы (этот процесс уже начался) представляется вполне реальным проявление здесь заболочивания и переход от автогенных  $Al$ -Fe-гумусовых подзолообразований к грунтово-глеевому. В настоящее время это почти «чистый» контур  $Al$ -Fe-гумусовых подзолов (см. рис. 4), в который, в связи с проявляющейся от места к месту литологической неоднородностью

толщи, играющие небольшие ареалы контактно-гассеяных подзолов. Глубокая литологическая слоистость, заметная не коняется ни характер почвообразования, ни фитоценоз. Таким образом, этот единственный незаболоченный ареал представляет собой спорадическую литогенную мозаику подзолов Al—Fe-гумусовых и подзолов контактно-гассеяных (Программа почвенной карты СССР..., 1972).

Избе один небольшой контур включает залегающее Al-Fe-гумусовые подзолы, но они развиты уже в сочетании с глинками и приурочены к небольшим возвышениям основного рельефа и наиболее высокой части I подпойменной террасы (см. рис. 4). Почвенно-грунтовые воды I террасы в связи с ростом торфяника I постепенно поднимаются и поворачиваются. Поэтому представляется вполне реальным проложить их водопы в будущем и в ЭИА подзолов на возвышениях рельефа, соответствующим смена почвообразования и в целом усиление гидроморфизма этой почвенной комбинации.

Все остальные контуры минеральных почв изученной территории включают в себя сочетания подзолов в разной степени оглеенных, а также их комбинации с гассеями болотными. Очевидно, что в условиях понижения уровня дождевно-грунтовых вод, а также благодаря превращениям, происходящим в почвенных профилях (образование мощных обделенных, утолщенных и торфяных горизонтов), эти комбинации весьма неустойчивы и характеризуются нарастающим гидроморфизмом.

По характеру генетических связей между компонентами сочетания универсальных заболоченных почв можно разделить на две группы. Первая из них характеризуется «нормальной» генетической связью, т. е. относительной генетической самостоятельностью одного компонента сочетания (на понижениях) и подчиненностью другому, подобие распределение комбинаций внутри сочетания связано с минеральным рельефом<sup>1</sup>. К этой группе можно отнести всего три сочетания, выделенных на рис. 4: водные дефлационные сочетания I подпойменной террасы, округло-чешуйчатые аккумулятивные структуры гряд, еще не заболоченных, но уже со всех сторон окруженных болотами, островков на II террасе и линейные аккумулятивные сочетания на пологом склоне II террасы к болоту 2.

Эти сочетания обильны для таежных территорий, сложных лесных породах. Они могут обладать внутренней устойчивостью (в смысле построения генетического сложения и границ ЭИА) и в этом случае не свидетельствуют о каком-либо направленном развитии (динамике) почвенного покрова. В условиях, подобных условиям в Сибирском ареале, эти сочетания, очевидно, можно рассматривать как первые стадии заболачивания почвенного покрова.

<sup>1</sup> Прямой связи между работой термом, в почвенной системе содержится указаний термину «короткий рельеф».

Сочетания второй группы по существу являются структурами, переходящими от сочетаний к комплексам. Их геометрия (размеры и форма ареалов) еще отчасти зависит от сочетаний, но генетическая связь между компонентами, возникающая в результате почвообразования, больше соответствует близости, а не взаимовлиянию в комплексах. По мере увеличения мощности органического горизонта в более гидроморфных комплексах последний приобретает все большую генетическую самостоятельность, а менее гидротермичный компонент делается все более подчиненным, т. е. генетическая связь становится обратной. Это происходит в результате постепенного рельефа: он выравнивается за счет нарастания торфа или приобретает выпуклость на тех участках, которые до торфообразования имелись понижениями рельефа. Рельеф, созданный торфяными отложениями, имеет обратную форму.

Усиление во времени гидрологической роли болот одновременно приводит к бесспорной утере микрорельефом своих гидрологических функций. В результате, в конечном выражении, микрорельеф вообще перестает существовать и замещается обратным рельефом, созданным торфоаккумуляцией.

Сочетания второй группы микрорельефных заболоченных почв являются показателями нарастания гидротермичности почвенного покрова и специфичны для заболочивающихся территорий. На изученном участке они представлены только выделенными приобитыми структурами (см. рис. 4). Эта форма почвенных сочетаний вообще преобладает на плоских водоразделах с боковыми массивами, но в наиболее правильном виде она выражена тогда, когда на водоразделе имеется одна боковая масса — очаг заболачивания. На изученной территории болотных массивов несколько, сфера их влияния частично совпадает, и поэтому кольцевая форма контуров нарушается и усложняется.

В комплексах глееземов болотных и торфяников, как правило, на микрорельефах развиты почвы более поздних стадий гидроморфизма (торфоаккумуляции).

Сочетания второй группы по мере усиления в них генетической взаимосвязи компонентов, сближаются к комплексам, переходя в пространство (а можно полагать, в по времени) в комплексы глееземов болотных и торфяников, а которых распределение почв обусловлено бытанием микрорельефом.

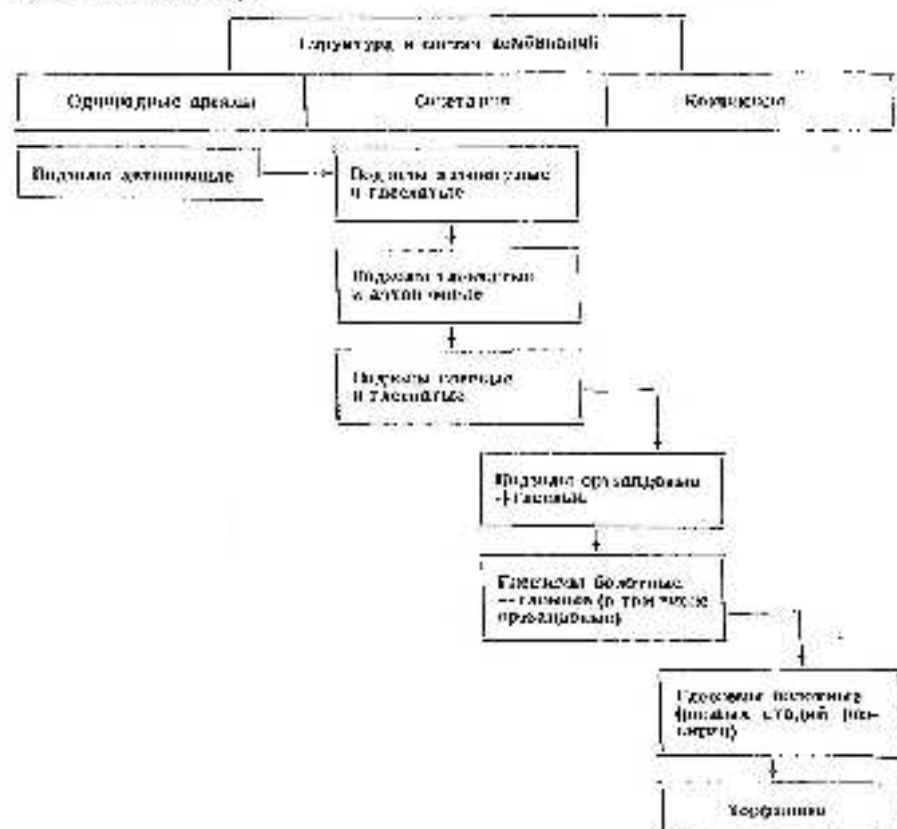
В процессе заболачивания наблюдается значительное увеличение протяженности (извилистости) границ между отдельными почвенными комбинациями за счет внедрения более заболоченной комбинации в ареал менее заболоченной. Тут же процесс наблюдается и внутри одной и той же комбинации, так как ЭПБ более заболоченного компонента расширяет свою площадь за счет ЭПБ менее заболоченного. Наиболее пораженной является система границ в комбинациях подзолов глеевых и глееватых, подзолов глеевых и ортандровых, подзолов и глееземов болотных, что объясняется наибольшей неустойчивостью гидрологи-

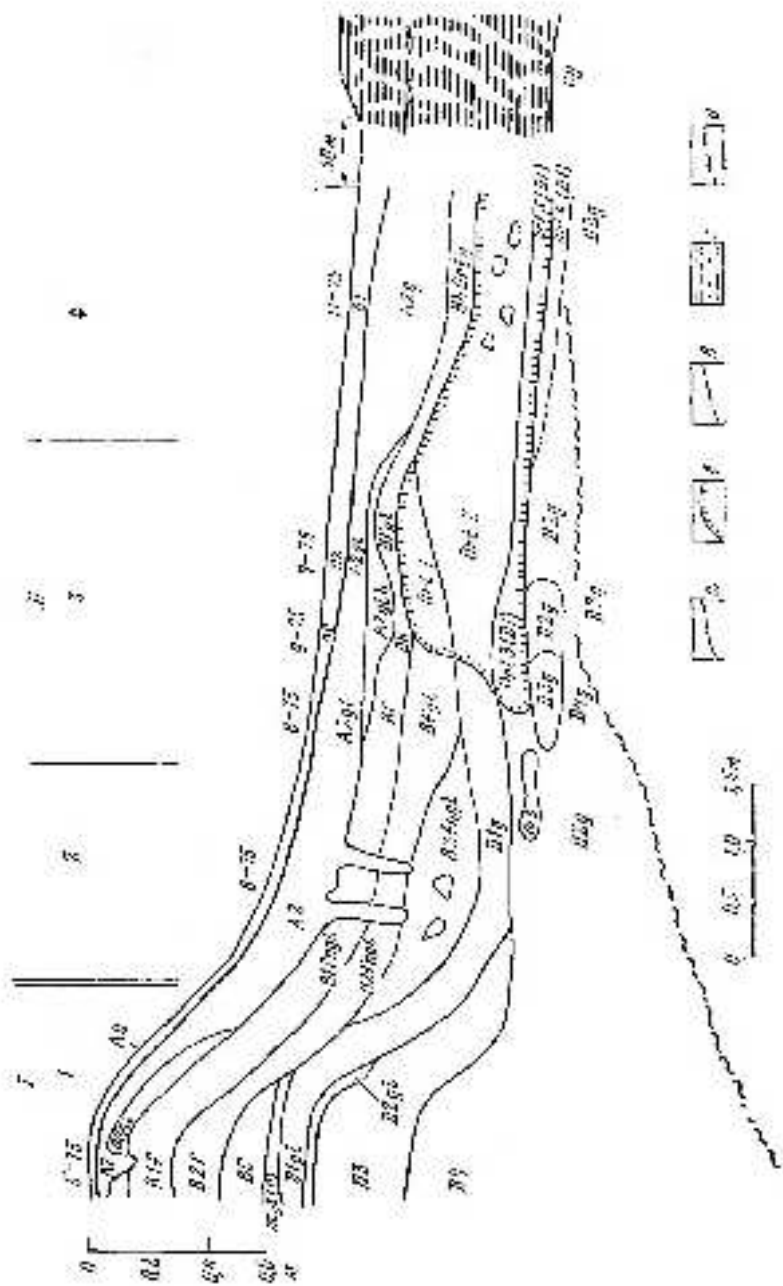
ческого режима этих почв, испытывающих сильное влияние болота.

Границы этих комбинаций наиболее выражены, их контуры имеют самую примудную форму. Дальнейшее заболачивание приводит к постепенному выравниванию границ, уменьшению их притяженности и в то же время к увеличению площадей контуров, занимаемых торфяниками, так как в них по мере заторфывания змываются контуры пластов болотных.

Особенностью почвенного покрова научной территории является наличие контуров, в которых рассеяны болотные, мало-залегающие и среднезалегающие торфяники — развиты на профилях равнинных подзолов, покрывающихся в минеральном субстрате под слоем торфа. Эти контуры представляют собой конечный результат перигидроморфного развития почвенных комбинаций. Распределение и Ситомского являясь комбинаций аэбионичных минеральных и болотных почв позволяет составить пространственно-временной ряд их перигидроморфности развития (схема I).

Схема I Пространственно-временной ряд перигидроморфности развития почвенных комбинаций





Вертикальный и горизонтальный рост сплос, подвигает уро-  
ня почвенно-грунтовыа вод все ближе к поверхности, усиление  
привааааа гидроморфизма в почвенных комбинациях и наличие  
редиктоныа профилей почвааа под болотными почвааа позво-  
ляет предположить, что ряд гидроморфизмаа развития поч-  
венных комбинаций отражает тренд саморазвития (автоэтомор-  
физма) почвенного покрова рассматриваемой территории.

## КАТЕЖА ПОЧВЕННЮ-ГРУНТОВОГО ЗАБОЛІВАННЯ

Изученная катена расположена на I надпойменной террасе, на склоне к торфянику I. Ее верхний член приурочен к наиболее пышной части склона с бруснично-лишайниково-зеленомошным покровом и представляет А1—Fe-гумусовый автономный контактно-глеевый подзол (разрез 5—75), а нижний член — в бруснично-лишайнике, разложившемся на окраине торфяника I. Общая протяженность катены 63,5 м, уклон склона 1°, падение относительной высоты на всем протяжении 1,10 м. В катену входят шесть почвенных разрезов: 5—75, 6—75, 7—75, 8—75, 9—75 и 11—75 (рис. 5). Разрез 6—75 отстоит от разреза 5—75 на 50 м, также отстоят, остальные разрезы расставляются на от-

По структуре камена делится на две основные тектонические части: элиональную (разрез Б-75) и суперэлиональную (используемые разрезы). Элиональная часть неслышная (усеченная, по По-рельману); она не разделяется на сектора, так как даже очень небольшое снижение тектонической высоты вниз по склону при-водит к появлению почвенно-грунтовых вод в нижней части почвенной толщи. Поэтому элиональная часть камена без форми-рования переходных секторов резко сходится с суперэлиональ-ной. Напротив, суперэлиональная часть представлена почти и раз-деляется (по М. А. Глазговецкой (1962)) на сектора: - трапеци-евидный гидроморфный (разрез Б-75), трансаккумулятивный гидроморфный (на тектоническом изгибательно-восстановитель-ном барьере, где происходит активное формирование орогена — разрезы 8—75, 9—75 и 7—65) и гидроэрозионный (разрез 11—65 и

Рис. 6. Катера Спелемунг

[illegible]



BC 77—85 см. Тот же песок, желтопесчаный, с очень небольшими ржавыми разводами, небольшими включениями мелких (<1 мм) черных конкреций, влажный. Переход мелкий, поровый.

BCd 85—91 см. Тот же песок с проложками тонкозернистого кварца, опилочками и единичными зернами кварца, влажно-жирный. Резкая смена подстилающим слоем.

LD 91—110 см. Спесь, связанная с мелкими угловатыми гальками, белыми включениями мелких конкреций, карной практически нет, зернистая. В нижней части, на глубине 100—110 см ржавая, пропелл.

B2 110—150 см. Светло-серый мелкозернистый песок, слабоуплотненный, влажный, не жирен, не мерзлый. С глубины 150 см сменяется легкая желтовато-серая гравелисто-песчаная смесь. Почти полностью влажная, не обнаружена до 4,8 м.

Почва — подзол (пеллонально-мелкогумусовый) контактно-децидный.

Почва разреза 5—75 сформирована из многократно слоистой лавинообразной тальи; песок — П1, П2, глина — С1, С2, С3 (рис. 8, табл. 15). Сходство проявляется в нижней части профиля (с 84, жирнее, с 21 см). Мелкозернистый (без подтечки) верхний тонкий однородного мелкозернистого песка — П1 — составляет 83 см; в нем укладываются все геологические горизонты профиля, включая горизонт BC (табл. 11). Эта толща также могла быть, исходя из слоистости, из-за сильной переработки гомогенизированной гомогенизированной. Характер основных диагностических горизонтов является обычным для антропогенных Al-Fe-гумусовых почв, а также на карбонатных песках. Мелкозернистый горизонт А2 в этих почвах варьирует в пределах 4—10 см.

В целом профиль имеет жесткий (в верхних горизонтах) и слабый (в нижних горизонтах) pH, значительную жесткость почвы, характеризуется малым содержанием щелочных элементов, флуидности гумуса. Интенсивная Al-Fe-гумусовая дифференциация отражена небольшим перераспределением и легкой фракции и значительным — наличием и «сильными» форм  $R_2O_3$  (в выделенных Тимме и Джексона). Горизонт В1А2 по сравнению с горизонтом А2 содержит в 4 раза больше валового  $Fe_2O_3$ , в 18 раз больше  $Fe_2O_3$  (по Джексоны), в 2 раза больше валового  $Al_2O_3$  (табл. 12, 13 и 14).

Горизонт А2 максимален для данных условий — выветренный и мелкозернистый (Тиммонов, 1972, 1977). Он содержит всего около 1,5% валовых  $R_2O_3$ , включая, по-видимому, в состав наиболее трудные выветриваемых первичных минералов (некоторые полевые шпаты и акцессорные минералы); он не содержит аморфных форм  $R_2O_3$  (по Тимму), в нем очень мало кристаллизированных окислов железа (по Джексоны). Максимум  $Fe_2O_3$  в горизонте В1А2 на 60% обесценивается цеолитными  $Fe_2O_3$ . В лежащих ниже выветриваемых горизонтах его содержание ниже (резерв менее выветриваемых минералов увеличивается), но все-таки остается достаточно большим. По содержанию гумуса повышенная толща практически не выделяется в профиле.

\* Здесь и в дальнейшем в тексте цифры в д" соответствуют горизонтальным.

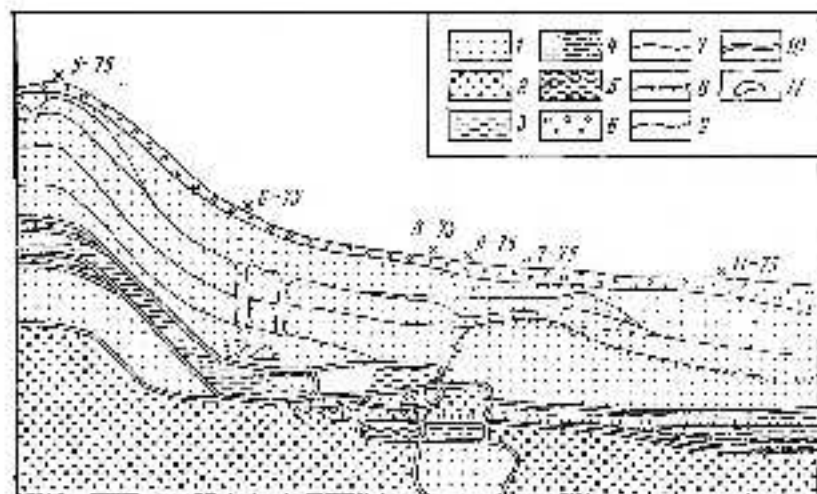


Рис. 6. Литология участка Святобрынь

1 — прослоек с содержанием флюидов 0,45 мкм, прослоек 27-1,4 (71); 2 — то же, 10-20% (11); 3 — слой с содержанием флюидов 1-0,45 мкм (11, 10% (20)); 4 — то же, 1-0,45 (20); 5 — то же, 1/2 (20) — см. табл. 11; 6 — средне-мелкозернистый горизонт; 7 — граница зонтичных пород; 8 — граница зонтичных пород; 9 — граница зонтичных пород; 10 — граница зонтичных пород; 11 — то же, 5-75, 10-75 — то же.

Следовательно, исследуемая порода представляет собой карбонатно-хлоритовый толчок (Приграммы почвенной карты СССР, 1972) и, по ранее использовавшейся терминологии, подвид плювиальско-железистый.

Следует обратить внимание на морфологию-химические свойства разреза 5-75, несомненно для автономных пород. К ним относятся прежде всего характер границы между горизонтами А2 и В1 (карханы) и наличие переходного горизонта В1А2: возможно, что эти свойства связаны. Локальное кислотное протекание вглубь границы горизонта А2 (карханы) одновременно сопровождается фронтальным, более медленным протеканием прогрессивного окисления в верхней части горизонта В1 (между карханами), в результате чего и формируется горизонт В1А2. Последняя по основным диагностическим показателям (распределению окислов  $Fe_2O_3$ , окисных форм  $Fe_2O_3$ , плетевой фракции) является горизонтом макронитратного плювиальского накопления, но его морфология свидетельствует о том, что это качество становится неустойчивым и граница горизонтов А2 и В1 постепенно сдвигается вниз. В связи с этим возникает вопрос, что может нарушить относительное равновесие этого профиля и активизировать плазмирование.

Возможно, существуют две причины, объясняющие эту по-

Таблица 10. Разделение и дивизия гравиметрических слоев почвы

| Механический состав | Гориз. | Индекс | Размер фракц. ил. (объемный процент, %)<br>(весовый предел) |           |       |
|---------------------|--------|--------|-------------------------------------------------------------|-----------|-------|
|                     |        |        | 1—0,25                                                      | 0,25—0,75 | <0,01 |
| Глина               | 1      | П1     | 27—41                                                       | 48—65     | 1—10  |
|                     | 2      | П2     | 10—28                                                       | 52—66     | 4—9   |
| Супесь              | 4      | С4     | 44—46                                                       | 51—52     | 11—13 |
|                     | 2      | С2     | 1—5                                                         | 33—42     | 44—50 |
|                     | 8      | С3     | 19                                                          | 34        | 55    |

Таблица 11. Механический состав Al-Fe-гумусового литоморфного подзола  $\tau_1$ ,  $\tau_2$ . Разрез 5—75

| Горизонт             | Глубина, см | Гумусовый индекс, % | Размер фракц. ил., мм |           |           |            |             |        |        |
|----------------------|-------------|---------------------|-----------------------|-----------|-----------|------------|-------------|--------|--------|
|                      |             |                     | 1—0,05                | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 | <0,001 |
| A2                   | 2—6         | 0,63                | 39                    | 62        | 5         | 0          | 1           | 2      | 3      |
| BtA2                 | 6—18        | 0,82                | 37                    | 59        | 5         | 1          | 3           | 5      | 9      |
| Bt1                  | 42—50       | 0,72                | 39                    | 63        | 3         | 1          | 3           | 3      | 7      |
| B2i                  | 38—67       | 0,80                | 33                    | 55        | 5         | 1          | 4           | 5      | 7      |
| BC                   | 67—85       | 0,38                | 37                    | 65        | 3         | 2          | 1           | 2      | 5      |
| BC <sub>1</sub> (DP) | 85—91       | 0,33                | 49                    | 59        | 14        | 2          | 2           | 4      | 8      |
| D <sub>1</sub> g     | 91—106      | 1,17                | 0                     | 41        | 36        | 0          | 4           | 11     | 18     |
| D <sub>2</sub> g     | 106—110     | 1,21                | 0                     | 52        | 24        | 0          | 3           | 5      | 13     |
| D3                   | 110—170     | 0,23                | 39                    | 62        | 3         | 1          | 1           | 3      | 5      |
| D4                   | 170—185     | 0,57                | 47                    | 60        | 10        | 1          | 1           | 5      | 7      |

\* Анализ по В. Е. Жданову.

бенности. Первая из них заключается в литологической сменности профиля глубоко от поверхности. Поскольку дождевая влага резко активизирует оводнение и токовых почвах, то в экстремально влажные годы литологическая сменность могла стать причиной ее временного затишья не только непосредственно над литологическими контактами, но и в пределах горизонтов A2 и Bt. В подзолах с неглубокой (в пределах верхнего метра) сменностью профиля это представляется вполне реальным. Второй причиной могло быть недавнее уничтожение пожаром на этом участке высокоствольного соснового древостоя (судя по сохранившимся отдельным деревьям). Это нарушило гидрологический режим почвы и значительно уменьшило количество влаги, фильтрующейся вниз по профилю. Возможно, что в этот период неглубокая литологическая сменность также сыграла свою роль

Таблица 12. Общее свойство Al-Fe-гумусового автоокисления №3008<sup>а</sup>, Репр. №-75

| Горизонт | Глубина, см | pH      |        | Гумус, % | Элементарные соотношения по % на 100 г почвы |     |      |       |
|----------|-------------|---------|--------|----------|----------------------------------------------|-----|------|-------|
|          |             | поверх. | внутри |          | C/N                                          | N/P | P/K  | сумма |
| A0       | 0-3         | 5,3     | 5,3    | 12,87    | 2,0                                          | 2,9 | 45,0 | 28,8  |
| A2       | 2-8         | 5,1     | 5,0    | 6,3      | 0,1                                          | 0,1 | 0,5  | 0,3   |
| B/A2     | 8-18        | 5,5     | 4,5    | 0,2      | 0,1                                          | 0,1 | 0,3  | 0,5   |
| B1       | 18-29       | 5,5     | 4,8    | 0,2      | 0,1                                          | 0,1 | 0,3  | 0,5   |
| B2       | 29-37       | 5,1     | 4,8    | 0,1      | 0,1                                          | 0,2 | 0,2  | 0,5   |
| BC       | 37-55       | 5,0     | 4,5    | 0,03     | 0,1                                          | 0,1 | 0,3  | 0,2   |
| BCg1(D)  | 55-81       | 5,1     | 4,9    | 0,1      | 1,1                                          | 0,6 | 0,3  | 1,7   |
| D1g1     | 81-108      | 4,9     | 4,6    | 0,2      | 2,2                                          | 1,4 | 0,6  | 4,3   |
| D2g1     | 108-110     | 5,4     | 4,5    | 0,1      | 2,0                                          | 1,2 | 0,6  | 3,5   |
| D3       | 110-150     | 5,6     | 4,1    | 0,04     | 0,8                                          | 0,6 | 0,1  | 1,0   |
| D4       | 150-160     | 6,3     | 4,0    | 0,06     | 4,4                                          | 0,7 | 0,0  | 2,1   |

| Горизонт | Глубина, см | FeO <sub>2</sub> % от гумуса   |                                |           | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> % |                 |           | FeO <sub>2</sub> % от гумуса   |                                |           |
|----------|-------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------|----------------------------------|-----------------|-----------|--------------------------------|--------------------------------|-----------|
|          |             | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | по Дюваль | по Дюваль-Селуэ                  | по Дюваль-Селуэ | по Дюваль | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | по Дюваль |
|          |             | по Дюваль                      |                                |           |                                  |                 |           |                                |                                |           |
| A0       | 0-2         | -                              | -                              | -         | -                                | -               | -         | -                              | -                              | -         |
| A2       | 2-6         | 0,00                           | 0,00                           | 0,08      | 0,03                             | 0,19            | 0,28      | 0                              | 0                              | 14        |
| B/A2     | 8-18        | 0,23                           | 0,13                           | 0,55      | 0,50                             | 0,38            | 0,91      | 8                              | 16                             | 44        |
| B1       | 18-29       | 0,18                           | 0,03                           | 0,38      | 0,24                             | 0,69            | 0,85      | 6                              | 6                              | 30        |
| B2       | 29-37       | 0,41                           | 0,08                           | 0,32      | 0,24                             | 0,30            | 0,82      | 7                              | 13                             | 29        |
| BC       | 37-55       | 0,06                           | 0,01                           | 0,14      | 0,13                             | 0,24            | 0,35      | 4                              | 3                              | 15        |
| BCg1(D)  | 55-81       | 0,09                           | 0,19                           | 0,03      | 0,43                             | 4,03            | 1,03      | 2                              | 11                             | 26        |
| D1g1     | 81-108      | 0,50                           | 0,09                           | 0,23      | 0,26                             | 2,26            | 2,57      | 1                              | 3                              | 20        |
| D2g1     | 108-110     | 0,07                           | 0,15                           | 0,58      | 0,46                             | 1,65            | 2,23      | 1                              | 6                              | 20        |
| D3       | 110-150     | 0,02                           | 0,01                           | 0,12      | 0,51                             | 0,00            | 0,38      | <1                             | 1                              | 14        |
| D4       | 150-160     | 0,03                           | 0,00                           | 0,23      | 0,19                             | 1,24            | 2,47      | <1                             | 3                              | 13        |

<sup>а</sup> Анализаторы: М. К. Волгарев и Е. Н. Субботина.

и способствовала еще большей усилению общей увлажненности профиля.

Объемно-весовое содержание веществ в разных генетических горизонтах исследуемого профиля позволяет с большей определенностью представить себе действующие в нем процессы. За наиболее образную пору можно принять горизонт BC, который по своим свойствам является слабо окисленным почвообразованием.

Таблица 13. Валуевой состав Al-Fe-железистого асфиктового подвала, % на прокаленную почву\*. Разрез Б-75

| Гор.-<br>метр | Глубина,<br>см | Насыщен-<br>ность<br>полюс-<br>ной, % | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Сумма  |
|---------------|----------------|---------------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|------|------------------|--------|
| A0            | 0-2            | 86,32                                 | 89,40            | 4,37                           | 4,02                           | 0,45             | 1,37 | 0,20 | 1,87             | 97,43  |
| A2            | 2-6            | 8,63                                  | 87,73            | 1,23                           | 5,22                           | 0,48             | 0,41 | 0,19 | 6,47             | 102,40 |
| BFA2          | 6-18           | 1,69                                  | 94,94            | 2,63                           | 0,91                           | 0,19             | 6,44 | 0,42 | 0,52             | 99,38  |
| BH1           | 18-30          | 4,31                                  | 95,08            | 3,60                           | 0,85                           | 0,19             | 6,48 | 0,42 | 0,60             | 100,06 |
| BH2           | 30-37          | 4,16                                  | 98,25            | 1,55                           | 0,62                           | 0,14             | 9,06 | 0,18 | 0,88             | 104,43 |
| BC            | 37-53          | 0,09                                  | 95,02            | 1,56                           | 0,85                           | 0,15             | 0,10 | 0,18 | 6,39             | 100,27 |
| B'2gl(D)      | 53-81          | 1,45                                  | 91,35            | 4,79                           | 1,65                           | 0,34             | 0,43 | 0,35 | 1,05             | 101,53 |
| D1gl          | 81-105         | 2,67                                  | 84,27            | 10,42                          | 2,67                           | 0,72             | 0,33 | 0,32 | 1,32             | 101,45 |
| D2gl          | 105-149        | 2,15                                  | 86,83            | 7,22                           | 2,23                           | 0,47             | 0,61 | 0,68 | 1,57             | 98,34  |
| D3            | 149-150        | 0,33                                  | 85,26            | 3,37                           | 0,81                           | 0,25             | 0,37 | 0,21 | 0,98             | 91,07  |
| D4            | 150-160        | 1,37                                  | 80,50            | 6,12                           | 1,37                           | 0,30             | 0,85 | 0,32 | 1,35             | 101,30 |

\* Анализирован Т. А. Гавришиным.

Однако эти допущения не являются вполне корректными по ряду причин: 1) горизонт ВС лежит неглубоко от поверхности и скорее всего в той или иной степени замаскирован почвообразованием; 2) полюшенке вблизи литологического контакта также могло повлиять на его свойства; 3) верхний песчаный слой предвечная обогащен  $R_2O_3$ , по-видимому, адсорбционно-гидротермальным путем. Последнее особенно существенно, так как подгрупповое обогащение могло быть неравномерным и глубины в верхней однородной песчаной толще. Судя по очень небыстрому валовому содержанию  $Fe_2O_3$  в горизонте ВС, он мог быть затронут лишь процессом в весьма слабой степени. По-видимому, лежащие выше горизонты содержат гораздо большую окислительную эквивалентность  $R_2O_3$ . Была ли она изометричной или различалась в тех слоях, которые сейчас являются горизонтами А2 и В1, рассмотреть не представляется возможным. Это значительно затруднит сравнение горизонтов разреза Б-75 по общему валовому содержанию веществ. Но все же, несмотря на условность полученных данных, их анализ позволяет установить ряд интересных петрологических особенностей песчаниковой почвы, которые другими данными не выявляются (табл. 15).

По объектно-вещному содержанию органико-эквивалентный горизонт анализа обеднен, в нем абсолютно неаккумулятивны только сульфиды и, по-видимому, связанный с ним Са. Горизонт А2 по сравнению с условной породой характеризуется историей всех элементов, за исключением сульфидов,  $MgO$  и  $TiO_2$  (накапливаются), что в отношении окислов можно объяснить содержанием их в сыпучих трудно выветривающихся минералах: для  $MgO$  — это скорее всего глины и, возможно, некоторые акцессорные халкере-



Таблица 15. Содержание гумуса и окислов Al и Fe-гумусным подпочвой. Разрез 5—75

| Горизонт | Глубина, см | Остаток, %<br>всего, % | Гумус | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | CaO  | MgO   | K <sub>2</sub> O |
|----------|-------------|------------------------|-------|--------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|------------------|------|-------|------------------|
| AO       | 0—2         | 0,40                   | 0,34  | 3,56                           | 0,17                             | 0,64                           | 0,01             | 0,04 | 0,01  | 0,04             |
| A2       | 2—6         | 1,42                   | 0,04  | 13,27                          | 0,17                             | 0,03                           | 0,025            | 0,01 | 0,03  | 0,07             |
| BIA2     | 6—12        | 1,31                   | 0,05  | 13,44                          | 0,24                             | 0,22                           | 0,025            | 0,02 | 0,001 | 0,09             |
| BIf      | 12—35       | 1,51                   | 0,03  | 14,35                          | 0,40                             | 0,43                           | 0,090            | 0,02 | 0,03  | 0,03             |
| B2f      | 35—67       | 1,60                   | 0,12  | 15,72                          | 0,25                             | 0,40                           | 0,023            | 0,01 | 0,03  | 0,05             |
| BC       | 67—85       | 1,75                   | 0,007 | 16,81                          | 0,20                             | 0,00                           | 0,117            | 0,02 | 0,02  | 0,06             |
| BCgl(D)  | 85—91       | 1,60                   | 0,04  | 14,71                          | 0,77                             | 0,28                           | 0,03             | 0,07 | 0,06  | 0,17             |
| D1gl     | 91—106      | 1,40                   | 0,03  | 12,56                          | 1,05                             | 0,38                           | 0,11             | 0,13 | 0,12  | 0,27             |
| D2gl     | 106—110     | 1,58                   | 0,01  | 13,06                          | 1,14                             | 0,35                           | 0,07             | 0,10 | 0,11  | 0,23             |
| Do, 124  | 110—260     | 1,73                   | 0,01  | 15,09                          | 1,05                             | 0,20                           | 0,04             | 0,01 | 0,09  | 0,24             |

\* В этой и последующих таблицах этого раздела все приводится в кг в единице объема — в тонне почвы 1 см в толщину 1 м<sup>2</sup>.

клинковидных (а возможно, и гидротических) веществ, а также с уплотнением, благодаря давлению лежащей выше толщи. Исключение составляет горизонт BIA2, где снижение объемного веса можно объяснить малыми объемами разрыхляющим воздействием корней (их здесь очень много) и отчасти начавшимся сподасливанием. Следует отметить, что по объемно-весовому содержанию Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> горизонт BIA2 характеризуется меньшей их концентрацией по сравнению с горизонтами BIf, что подтверждается и морфологическими наблюдениями (см. табл. 15).

Специфичность некоторых морфолого-химических свойств изученного подзола объясняется неглубокой литологической слоистостью (контактной глееватостью) и, возможно, локальным (периодическим) нарушением почва и гидротеккой аккумуляцией в профиле. По оценке свойств изученных подзолов (Тополетский, 1972) изученный нами подзол занимает промежуточное положение между группами умеренных подзолов и ультраподзолов, но ближе ко второй группе.

Из зарубежных классификаций почв наиболее детальное разделение пестрых подзолов проведено в канадской классификации 1974 г. Следует отметить, что сравнение изученного элювиального подзола с этим разделением весьма трудно по ряду причин, основные из которых следующие: 1) канадская классификация представляет собой разделение подзолов значительно более гужидной по климату территории, с которой сравнимы лишь крайне западные и, по-видимому, крайне восточные таежные и асютундровые области СССР; в подобных почвах количество подложного гумуса велико и степень иллювиально-гумусового переноса Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> очень высока, а основные химические критерии

рядовых подзолов основанием ясною на степях иллювиально-гумусового перераспределения веществ; 2) канадская классификация совсем не учитывает такой фактор, как участие почвенно-грунтовых вод в подзолотом  $Al-Fe$ -гумусовом постообразовании, поэтому для большей части выделяемых таксонов не последнее значение имеет характер увлажнения почвы, — автономное или почвенно-грунтовое.

Согласно обобщению, приведенному для подзолов Канады Муром (Moore, 1976), почва, подобная изученной, наиболее близка к «белой» группе гумусово-железистых подзолов, в которых, как подчеркивает автор, переокисление  $Fe_2O_3$  и тропиние — более важный процесс, чем переокисление органического вещества. Эта белая группа является одной из трех групп, представляющих «порядок подзолов» в канадской классификации.

### Подзолы $Al-Fe$ -гумусовые глееватые

В трансклюзияльно-гидроморфном секторе субтравяльной части катены, где развиты эти почвы, глубина залегания почвенно-грунтовых вод подтверждена очень сильным колебанием как в годовом, так и в многолетнем цикле. В летний период глубина их залегания составляет в среднем 2—2,5 м, наиболее высокий уровень их стояния наблюдается весной — 50—70 см (Зайдольская, Зяко, 1969). В то же время в июле 1975 г. они были вскрыты на глубине 4 м.

**Разрез 6—75.** Средняя часть склона, в 6—7 м от края верхнего кустарничково-сфагнового рама. Сосновый, широколиственно-березовый лес с березинкой и берульником. Описан 13 июля.

**А0 0—5 см.** Темно-бурая полураспадающаяся подстилка, рыхлая, следы таяния, влажная после дождя, очень много корней. Переход рыхлый.

**А2 5—23 см** (осредненные язвочки до 85 см). Мелкозернистый песок, белесый, рыхлый, влажный, без корней. Переход пестрый, очень ровный — корни в корнях, в нижней части остались бледно-розовые датики лежащего ниже торфа.

**B1fgl 23—53 см.** Тот же песок, окраска очень неравномерная: серо-розовая, ржавая, бледно-розовая и почти белесые пятна и разводы. Отдельные скопления черво-коричневых крупиц (3—5 мм) мелких конкреций, желтых, иногда улитчатых, порой лентчатых, массивных серовато-буроватых улиток, прокрашенные полихромными гумусом (покажетому, околжелезистый) горизонт B1f. Переход очень постепенный, пестрый.

**B2fgl 53—78 см.** В целом сходен с предыдущим: серо-розовая улитчатая и желтоватая конкреций масса, белесых улитчатых скоплений, пятна полихромно-гумусового прикрашенного почти пропадают; среди рыхлых участков встречаются сильно улитчатые. Переход постепенный.

**B3fgl 78—100 см.** Песок серо-розовый с белесыми пятнами и с разводами на его фоне серо-розовыми средние спекет-розовыми, обильными пятнами, улитчатыми, более улитчатыми вверху, на границе с лежащим ниже напосом местами коко-розовыми. Почти торфянистая псевдофлора. Переход постепенно ровный, следующий зеленовато-розоватый ниже слои.

**C1gl 100—120 см.** Слоя суглинка с белыми разводами разводами, длинными горизонтальными.

D2g 120—240 см. Песок светло-желтый мелкозернистый с бедными включениями раковин, сильно разрыхленный, неогранный; диаметр до глубины 470 см — неоднородный мелкопесчаный щебень лесок — сушен. Пониженно-пузыристые воды на глубине 4 м.

Подзол разреза 6—75 сформирован, так же как и во всех разрезах катанц, из неоднородно-слоистой аллювиальной толщи. Верхний однородный нижне мелкозернистого песка имеет мощность 95 см; желтооливчатый контактный проявляется в самой нижней части аллювиальной толщи (см. рис. 6, табл. 16).

По морфологии эта почва существенно отличается от автономного подзола. Сильно увеличивается мощность горизонта A2, его нижняя граница становится очень неровной из-за неоднородно-глубоких выщелочек в нижней части горизонта. Иллювиальная толща имеет явные признаки глееватости (охристые тонкие горизонты B и автономного подзола смешанной ржавой отливкой), усиливающиеся книзу. Характерна большая неоднородность окраски и уплотнения, обусловленные разной концентрацией вещества внутри толщ. В целом для верхней ее части (горизонт B1нг1) более характерна ржавая окраска окраска разной интенсивности и проследимые на ней темные глеевые пятна конкреций и белесые пятна; последние могут свидетельствовать как о прогрессирующем элювировании из этого горизонта, так и о локальном выщелачивании в связи с боль-

Таблица 16. Механический состав Al—Fe-тунгусского подзола \*, %  
Разрез 6—75.

| Горизонт | Глубина, см               | Тонкозернистость, % | Размер частиц, мм |           |           |           |           |         |        |
|----------|---------------------------|---------------------|-------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|--------|
|          |                           |                     | < 0,05            | 0,05—0,05 | 0,05—0,10 | 0,10—0,25 | 0,25—0,50 | < 0,001 | < 0,01 |
| A2       | 6—15                      | 0,08                | 37                | 57        | 3         | 0         | 2         | 1       | 0      |
|          | 15—33                     | 0,34                | 41                | 54        | 3         | 1         | 1         | 1       | 3      |
| B1нг1    | 33—53 (фрак.)             | 0,87                | 39                | 56        | 1         | 1         | 1         | 2       | 4      |
|          | 33—53 (конкрекции)        | 0,59                | 39                | 54        | 2         | 0         | 2         | 3       | 5      |
| B2нг1    | 53—65 (фрак.)             | 0,80                | 40                | 56        | 0         | 1         | 1         | 2       | 4      |
|          | 53—65 (конкрекции)        | 0,77                | 38                | 56        | 1         | 2         | 0         | 1       | 3      |
| B3нг1    | 65—100 (фрак.)            | 0,26                | 32                | 62        | 1         | 1         | 1         | 3       | 5      |
|          | 65—100 (декастрированные) | 0,36                | 32                | 65        | 0         | 1         | 1         | 1       | 3      |
|          | 65—100 (песчаный фриз)    | 0,33                | 32                | 59        | 5         | 0         | 3         | 2       | 4      |
| D1g      | 100—120                   | 1,48                | 2                 | 33        | 45        | 3         | 7         | 10      | 20     |
| D2g      | 120—160                   | 0,96                | 25                | 66        | 4         | 1         | 1         | 3       | 5      |
|          | 160—240                   | 0,37                | 26                | 68        | 2         | 0         | 1         | 3       | 5      |

\* Анализ Н. Н. Харинова.

1. Здесь и в дальнейшем тексте цифры в скобках означают «фракции».

тими внутренним чирьриванием степеней уплотнения и неоднородности. Книзу иллювиальной толщй фоновая окраска становится все более светлой; яркие и темне-ржавые тона присутт только сильно уплотненным и цементированным участкам горизонта; объем, занимаемый этими участками в горизонте, увеличивается с глубиной.

Подобную морфологию профиля можно интерпретировать как доказательство несбалансированности действующих в почве процессов. Резкость и большая капиллярность границы горизонтов А2 и В, осветление последнего, его внутренняя неоднородность по основным диагностическим показателям к нарастающая книзу освещенность указывают на усиление в этом профиле двух процессов — оподзоливания сверху и вымывания снизу (от почвенно-грунтовых вод). Динамика этих процессов связана с общей опичной; постепенным подъемом на этом участке уровня выветл-грунтовых вод в связи с ростом торфяника 1.

По величине кислотности и ее распределению по профилю, состоянию поглощающего комплекса эта почва сходна с автомическим подзолом. По характеру перераспределения в профиле  $Fe_2O_3$  и гумуса отмечается ряд существенных различий (табл. 17, 18 и 19). Прежде всего, обращает на себя внимание различие между верхней и нижней частями горизонта А2, хотя по морфологии он однороден. Верхняя часть горизонта А2 значительно более обогащена валовыми  $R_2O_3$ , чем горизонт А2 автомического подзола, т. е. она еще более выветрелая и элювиальная; силикатные формы  $Fe_2O_3$  составляет 88% его общего содержания. Нижняя часть горизонта содержит заметное количество валового  $Fe_2O_3$ , из его силикатные формы составляют 96%. Таким образом, нижняя часть горизонта А2 менее выветрелая, это, очевидно, более молодая его часть.

Горизонт В1нг1, как уже отмечалось, очень неоднороден морфологически, что подтверждается и разными химическим составом. Фоновые участки этого горизонта характеризуются по сравнению с подзолами А2 каквальной аккумуляцией  $R_2O_3$  и частью гумуса. Общее количество валовых  $R_2O_3$  в гумуса здесь меньше, чем в горизонте В1 автомического подзола: перераспределение этих веществ проявляется на фоне более сильно выраженного общего элювирования их из рассматриваемой толщи профиля. В горизонте В1нг1 минимум  $Fe_2O_3$  обеспечивается незначительными формами, их содержание составляет 60% от общего количества. При этом соотношении аморфных и окристаллизованных окислов железа примерно равное, а те время как в горизонте В1 автомического подзола резко преобладают окристаллизованные формы.

Конкреции горизонта В1нг1 по сравнению с фоном содержат меньше валовых  $R_2O_3$ , а также аморфных и окристаллизованных форм  $Fe$ , при соотношении последних, характерном для фоновых участков. В конкрециях по сравнению с фоном резко увеличивается количество окристого  $Al_2O_3$  и становится несколько

Таблица 17 Свойства Al—Fe-гидроксидов элементного состава<sup>а</sup>, раствор 6—75

| Элемент | Глубина, см                      | pH     |        |        |        | Насыщенность, %<br>в воде, мг-экв<br>на 100 г воды |                  |                  |                   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |                                                           |                                                           |                                                           | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % элементного<br>состава |                                                           |                                                           |                                                           |
|---------|----------------------------------|--------|--------|--------|--------|----------------------------------------------------|------------------|------------------|-------------------|--------------------------------|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|
|         |                                  | свобод |        | связан |        | Ca <sup>++</sup>                                   | Mg <sup>++</sup> | Fe <sup>++</sup> | Fe <sup>+++</sup> | по Тейлору                     | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % элементного<br>состава | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % элементного<br>состава | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % элементного<br>состава | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % элементного<br>состава | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % элементного<br>состава | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % элементного<br>состава | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % элементного<br>состава |
|         |                                  | свобод | связан | свобод | связан |                                                    |                  |                  |                   |                                |                                                           |                                                           |                                                           |                                                           |                                                           |                                                           |                                                           |
| AO      | 0—5                              | 4,1    | 3,2    | 0,5    | 0,5    | 0,4                                                | 0,5              | 0,5              | 0,5               | 0,5                            | 0,5                                                       | 0,5                                                       | 0,5                                                       | 0,5                                                       | 0,5                                                       | 0,5                                                       | 0,5                                                       |
| AE      | 5—15                             | 5,6    | 4,2    | 0,6    | 0,6    | 0,0                                                | 0,2              | 0,0              | 0,2               | 0,0                            | 0,2                                                       | 0,0                                                       | 0,2                                                       | 0,0                                                       | 0,2                                                       | 0,0                                                       | 0,2                                                       |
|         | 15—38                            | 5,6    | 4,2    | 0,6    | 0,6    | 0,0                                                | 0,2              | 0,0              | 0,2               | 0,0                            | 0,2                                                       | 0,0                                                       | 0,2                                                       | 0,0                                                       | 0,2                                                       | 0,0                                                       | 0,2                                                       |
| Bling   | 38—53 (АсК)                      | 6,0    | 5,2    | 0,5    | 0,5    | 0,0                                                | 0,1              | 0,2              | 0,5               | 0,05                           | 0,21                                                      | 0,55                                                      | 0,22                                                      | 0,19                                                      | 0,02                                                      | 4                                                         | 34                                                        |
|         | 53—63 (копировка)                | 5,5    | 4,6    | 0,5    | 0,5    | 0,1                                                | 0,2              | 0,0              | 0,2               | 0,05                           | 0,18                                                      | 0,47                                                      | 0,19                                                      | 0,24                                                      | 0,55                                                      | 34                                                        | 32                                                        |
| Bling   | 55—68 (фот)                      | 6,0    | 5,6    | 0,1    | 0,1    | 0,1                                                | 0,2              | 0,0              | 0,2               | 0,43                           | 0,37                                                      | 0,15                                                      | 0,39                                                      | 0,13                                                      | 0,29                                                      | 34                                                        | 45                                                        |
|         | 53—68 (дизерция)                 | 6,2    | 5,5    | 0,2    | 0,2    | 0,1                                                | 0,1              | 0,0              | 0,2               | 0,53                           | 0,15                                                      | 0,20                                                      | 0,37                                                      | 0,24                                                      | 0,48                                                      | 24                                                        | 45                                                        |
| B3fgr   | 68—100 (фот)                     | 6,3    | 5,6    | 0,1    | 0,1    | 0,1                                                | 0,3              | 0,0              | 0,4               | 0,24                           | 0,15                                                      | 0,15                                                      | 0,36                                                      | 0,20                                                      | 0,56                                                      | 11                                                        | 55                                                        |
|         | 38—100 (элементарный<br>элемент) | 6,1    | 5,7    | 0,4    | 0,4    | 0,2                                                | 0,3              | 0,2              | 0,7               | 0,37                           | 0,14                                                      | 0,22                                                      | 0,34                                                      | 0,15                                                      | 1,38                                                      | 24                                                        | 42                                                        |
|         | 68—100 (элементарный)            | 6,2    | 5,7    | 0,2    | 0,2    | 0,1                                                | 0,2              | 0,0              | 0,5               | 0,23                           | 0,24                                                      | 0,35                                                      | 0,14                                                      | 0,28                                                      | 0,83                                                      | 17                                                        | 47                                                        |
| D1g     | 100—190                          | 6,4    | 5,7    | 0,3    | 0,3    | 0,2                                                | 0,6              | 0,3              | 4,1               | 0,33                           | 0,13                                                      | 0,29                                                      | 0,37                                                      | 0,34                                                      | 2,66                                                      | 3                                                         | 40                                                        |
| D2g     | 120—250                          | 6,0    | 5,3    | 0,1    | 0,1    | 0,1                                                | 0,3              | 0,2              | 0,6               | 0,05                           | 0,34                                                      | 0,23                                                      | 0,17                                                      | 0,22                                                      | 0,43                                                      | 7                                                         | 51                                                        |
|         | 180—240                          | 6,2    | 5,5    | 0,05   | 0,05   | 0,1                                                | 0,3              | 0,0              | 0,4               | 0,33                           | 0,32                                                      | 0,10                                                      | 0,05                                                      | 0,11                                                      | 0,71                                                      | 3                                                         | 55                                                        |

Примечание: <sup>а</sup> Данные по элементному составу.

Таблица 18. Валовой состав Al-Fe-гумусового глиевого подпла, % на прокаленную почву\*, Разрез 6—75

| Горизонт | Глубина, см                        | Содержание по проценту, % | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $CaO$ | $MgO$ | $K_2O$ | Сумма  |
|----------|------------------------------------|---------------------------|---------|-----------|-----------|-------|-------|--------|--------|
| A0       | 0—5                                | 55,73                     | 34,07   | 2,76      | 0,88      | 0,30  | 0,60  | 0,35   | 59,77  |
| A1       | 5—15                               | 0,32                      | 98,19   | 0,58      | 0,06      | 0,41  | 0,53  | 0,21   | 99,48  |
|          | 15—30                              | 0,32                      | 98,04   | 0,52      | 0,50      | 0,09  | 0,53  | 0,45   | 100,27 |
| B1fngl   | 30—50 (фон)                        | 1,26                      | 96,68   | 2,19      | 0,62      | 0,14  | 0,07  | 0,06   | 98,08  |
|          | 30—35 (конкреция)                  | 1,45                      | 95,44   | 2,06      | 0,35      | 0,15  | 0,04  | 0,20   | 98,37  |
| B2fngl   | 50—65 (фон)                        | 0,94                      | 97,21   | 1,50      | 0,29      | 0,08  | 0,04  | 0,03   | 98,49  |
|          | 50—65 (конкреция)                  | 1,40                      | 99,09   | 2,24      | 0,48      | 0,12  | 0,15  | 0,10   | 100,72 |
| B3fngl   | 65—100 (фон)                       | 0,76                      | 94,44   | 2,41      | 0,30      | 0,11  | 0,16  | 0,22   | 98,01  |
|          | 65—100 (песчанно-рассеяное железо) | 1,34                      | 96,51   | 1,54      | 0,38      | 0,11  | 0,19  | 0,47   | 98,07  |
|          | 65—100 (псевдо-железо)             | 0,84                      | 98,17   | 1,39      | 0,66      | 0,13  | 0,07  | 0,23   | 99,01  |
| D1g      | 100—120                            | 3,58                      | 78,13   | 22,40     | 2,65      | 0,77  | 0,87  | 1,64   | 97,57  |
| D2g      | 120—140                            | 0,72                      | 98,44   | 1,13      | 0,43      | 0,13  | 0,20  | 0,12   | 100,60 |
|          | 100—240                            | 0,75                      | 93,62   | 2,54      | 0,71      | 0,10  | 0,42  | 0,21   | 98,72  |

\* Анализ Л. А. Бастовича.

выше содержание гумуса; по составу гумуса конкреция почти не отличается от фона.

Горизонт B2fngl значительно беднее по валовому содержанию  $R_2O_3$ , отличается повышенным количеством валового  $SiO_2$  (фон горизонта) по сравнению с фоном лежащего выше горизонта; это же было отмечено и в его морфологии. По формам  $R_2O_3$  фон горизонта характеризуется общим уменьшением количества аморфного  $Fe_2O_3$ . Уменьшение в фонте валового  $Al_2O_3$  сопровождается резким увеличением его аморфных форм; по относительному содержанию (около 30%) их количество довольно близко к содержанию в конкрециях горизонта B1fngl. Фоновые участки горизонта B2fngl и B1fngl близки по содержанию гумуса и его составу.

Конкреции горизонта B2fngl по сравнению с фоном содержат значительно больше валового  $Al_2O_3$ , несколько больше валового  $Fe_2O_3$  и почти столько же гумуса. По формам  $Fe_2O_3$  здесь отмечается больше аморфного железа, чем окристаллизованного, при общем преобладании силикатного. Содержание аморфного  $Al_2O_3$  остается высоким. Таким образом, в этом горизонте наряду с обеднением фона  $R_2O_3$  значительно резко увеличивается аккумуляция Al и Fe в конкреционных образованиях; количественно она выражена сильнее для  $Al_2O_3$  (в том числе аморфных форм), а также для аморфного  $Fe_2O_3$ . Можно отметить и увеличение в конкрециях сравнительно с фоном валовых  $CaO$ ,  $MgO$  и  $K_2O$ .

Таблица 10 Состав гумуса почвы А3 — Бельгического происхождения, Разряд 8—75

| Показатель | Гумус, %           | С, %     |                 |                        | Гумусные кислоты       |                        |                        | Функциональные группы  |                        |                        | Суммарное содержание | Суммарное содержание |
|------------|--------------------|----------|-----------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|----------------------|----------------------|
|            |                    | в гумусе | в гумусе + NaOH | в гумусе + NaOH + NaCl | в гумусе + NaOH + NaCl | в гумусе + NaOH + NaCl | в гумусе + NaOH + NaCl | в гумусе + NaOH + NaCl | в гумусе + NaOH + NaCl | в гумусе + NaOH + NaCl |                      |                      |
| А2         | 5—15               | 0,05     | 0,02            | 0,02                   | 0,007                  | 0,014                  | 0                      | 0,005                  | 0                      | 0,008                  | 60,0                 | 0,54                 |
|            |                    |          | 30,5            | 33,0                   | 14,5                   | 23,0                   |                        | 29,0                   |                        | 18,5                   |                      |                      |
| В1(взр)    | 15—30              | 0,09     | 0,016           | 0,008                  | 0,008                  | 0,020                  | 0                      | 0,02                   | 0                      | 0,003                  | 20,0                 | 0,09                 |
|            |                    |          | 80,0            | 80,0                   | 30,5                   | 45,0                   |                        | 30,0                   |                        | 40,0                   |                      |                      |
| В1(взр)    | 33—55 (фос)        | 0,44     | 0,07            | 0,05                   | 0,027                  | 0,042                  | 0                      | 0,043                  | 0,05                   | 0,006                  | 36,4                 | 0,44                 |
|            |                    |          | 95,5            | 95,5                   | 6,3                    | 13,7                   |                        | 57,2                   | 54,2                   | 5,5                    |                      |                      |
| В3(взр)    | 33—55 (конкреция)  | 0,48     | 0,10            | 0,04                   | 0,04                   | 0,045                  | 0                      | 0,03                   | 0,07                   | 0,016                  | 35,5                 | 0,45                 |
|            |                    |          | 62,5            | 62,5                   | 6,3                    | 8,8                    |                        | 58,5                   | 23,5                   | 30,0                   |                      |                      |
| В3(взр)    | 55—68 (фос)        | 0,07     | 0,05            | 0,006                  | 0,006                  | 0,044                  | 0                      | 0,054                  | 0,05                   | 0                      | 14,3                 | 0,42                 |
|            |                    |          | 95,7            | 95,7                   | 5,6                    | 20,0                   |                        | 71,1                   | 71,4                   |                        |                      |                      |
| В3(взр)    | 63—68 (конкреция)  | 0,4      | 0,07            | 0,005                  | 0,005                  | 0,040                  | 0                      | 0,045                  | 0,06                   | 0,004                  | 30,4                 | 0,09                 |
|            |                    |          | 91,5            | 91,5                   | 4,5                    | 17,3                   |                        | 50,1                   | 52,5                   | 2,9                    |                      |                      |
| В3(взр)    | 68—105 (фос)       | 0,08     | 0,06            | 0,006                  | 0,006                  | 0,044                  | 0                      | 0,054                  | 0,05                   | 0                      | 25,0                 | 0,41                 |
|            |                    |          | 75,0            | 75,0                   | 7,5                    | 17,5                   |                        | 87,5                   | 85,5                   |                        |                      |                      |
| В3(взр)    | 68—105 (конкреция) | 0,24     | 0,10            | 0,014                  | 0,014                  | 0,024                  | 0                      | 0,105                  | 0,14                   | 0,040                  | 20,5                 | 0,09                 |
|            |                    |          | 79,2            | 79,2                   | 3,8                    | 10,0                   |                        | 53,2                   | 55,5                   | 10,2                   |                      |                      |
| В3(взр)    | 58—103 (конкреция) | 0,42     | 0,08            | 0,01                   | 0,01                   | 0,04                   | 0                      | 0,05                   | 0,07                   | 0                      | 33,3                 | 0,42                 |
|            |                    |          | 96,7            | 96,7                   | 8,3                    | 9,3                    |                        | 58,3                   | 58,3                   |                        |                      |                      |

\* Источник: Е. М. Субботина.

\*\* В скобках — процент в гумусе + NaOH + NaCl, в числителе — процент в гумусе С.

что скорее всего связано со случайным захватом соответствующих первичных силикатов минеральной массы в процессе образования конкреций.

Горизонт B3Ingl содержит в фоновых участках несколько больше валлонов  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (сравнительно с фоном лежащего выше горизонта). Это увеличение связано только с силикатными формами, содержание же несиликатных форм Fe остается почти одинаковым, а количество аморфного  $\text{Al}_2\text{O}_3$  снижается более чем вдвое.

В горизонте B3Ingl не контакте с существующим слоем присутствуют переобразования двух типов: цементированные оппирные глыбы и псевдофибровая прослойка. По химическому составу цементарованные патны по сравнению с фоном отличаются меньшим содержанием валлового  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и почти таким же  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; ввиду этого в них резко возрастает относительное количество аморфных  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и становится больше гумуса. Состав гумуса в цементированных патнах отличается лишь относительно  $\text{Si}$  от  $\text{Ca}$ . Псевдофибра по сравнению с фоном характеризуется повышенным общим содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и повышенным (почти вдвое) общим содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Этот материал более чем наполовину обеспечивается несиликатным железом. В то же время псевдофибровая прослойка не выделяется повышенным содержанием аморфного  $\text{Al}_2\text{O}_3$  по абсолютному количеству; по сравнению с фоном оно лишь несколько больше в относительном выражении (к общему содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ).

Нижне залегает массивный массив толща, состоящая из уплотненных новообразований, что в данных условиях свидетельствует о постепенном их химическо-восстановительном растворении; только в ржавых патнах и прослойках, по-видимому, периодически возникает эрозия. Существенный слой, лежащий под верхним однородным ярусом, по химико-минералогическому составу значительно богаче его (78,13%  $\text{SiO}_2$ ). Можно полагать, что подобный известняковый слой (а их несколько в последующей толще) является существенным резервом веществ, поступающих в почвенно-грунтовые воды.

В целом Al—Fe-гумусовая толща имеет дифференциацию значительно реже выражена и слабее, чем в известном. Увеличивается не только мощность горизонта A2 и степень его обобщения (по сравнению с горизонтом B1), но и степень перераспределения веществ между известняковой и известняковой толщей. Исключением составляет только аморфный  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; его относительное перераспределение в известном подвале выражено менее резко, по-видимому, в связи с большей ролью подвижного гумуса в этой почве и соответственно с большей подвижностью глинисто-гумусовых соединений, заметное аккумулятирование в более глубоких горизонтах профилей B2Ingl и B3Ingl.

Сравнение фоновых содержаний  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и гумуса в разных частях известняковой толщи вскрывает некоторые существенные особенности ее формирования. Как и в известняках

условиях, содержащие основные дифференцирующих профиль компонентов является максимальным в горизонте B1 и свидетельствует о глубинах, что трактуется обычно как постепенное ослабление иллювиального процесса. Но в горизонте B2(Ingl) наряду с этой закономерностью обнаруживается явное обеднение всеми окислами и усиление содержания валового  $\text{SiO}_2$ . Для  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  это проявляется во всех формах, в том числе и силикатных; в отношении  $\text{Al}_2\text{O}_3$  это также, по-видимому, касается и силикатных форм.

Таким образом, горизонт B2(Ingl) представляется не только (и не столько) сферой силикатизации или глинирования, но и сферой элювирования, что может быть связано с возникновением здесь периодически выстойчивых условий и последующего выноса веществ в результате застоя влаги над литологическим контактом и псевдофибры и подпитки до этой глубины капиллярной водой глинисто-грунтовых вод в отдельные сезоны и годы. Благодаря элювированию, проявляющемуся в горизонте B2(Ingl), может «разъедаться» снизу горизонт B1(Ingl), что способствует выносу из него  $\text{H}_2\text{O}$  и гумуса и перемещению этих соединений в лежащие ниже горизонты и их новообразования, а также в почвенно-грунтовые воды.

Выше было отмечено, что двуслойность горизонта A2 и крапчатая черевячий характер его границы с горизонтом B1(Ingl) могут свидетельствовать о прогрессирующем окислении. Сочетание этого процесса с процессом элювирования на нижней части горизонта B1(Ingl) в целом должно способствовать постепенному перемещению аккумуляции веществ, свойственных этому горизонту, в более глубокие части профиля, а также в профили почв ниже по склону (латеральным путем).

Обеднение фоновой части горизонта B2(Ingl) связано не только с элювированием за пределы этого горизонта, но и с процессом внутригоризонтной сегрегации главным образом аморфных форм  $\text{H}_2\text{O}$  и гумуса (табл. 20, отклонение конкреция: фон в горизонте B2(Ingl)). Такая нижняя часть иллювиальной толщи — горизонт B3(Ingl) — характеризуется, по-видимому, относительно стабильностью силикатной массы, что выливается в содержание силикатов  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и по валовому составу. И в этом горизонте, и в горизонте B2 содержится больше аморфного глинистика, чем в горизонте B1(Ingl), что, как уже отмечалось, можно связать с большой подвижностью глиноосебно-фульватных соединений в профиле глееватого подзола. Общим сплассифицированным признаком новообразований является фактическое отсутствие Mn в связи с отсутствием Mn-содержащих минералов в новообразующих породах Ситиминского ареала (Каравицкий, 1975). Это отражается не только на химическом составе, но и на морфологии конкреций — их цвете, размере, форме, плотности и др. (Тенасовым, 1970).

Новообразования изучаемого глееватого подзола в зависимости от глубины залегания различаются по морфолого-химическим

Таблица 20. Соотношение содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и гумуса

| Сектор | Ориентировочные соотношения<br>к общему объему | $\text{Al}_2\text{O}_3$ |                  | $\text{Fe}_2\text{O}_3$ |                  |                  |                  | Гумус | Средняя окислительность      |
|--------|------------------------------------------------|-------------------------|------------------|-------------------------|------------------|------------------|------------------|-------|------------------------------|
|        |                                                | железо<br>окислы        | железо<br>окислы | железо<br>окислы        | железо<br>окислы | железо<br>окислы | железо<br>окислы |       |                              |
| 5-75   | B1                                             | 2,4                     | 22,0             | 4,4                     | 45,0             | 18,0             | 1,0              | 1,3   |                              |
| 6-75   | B1mgf фон                                      | 0,7                     | 4,0              | 1,7                     | 21,0             | 22,0             | 2,7              | 2,5   |                              |
|        | B2mgf фон                                      | 0,7                     | 5,4              | 0,5                     | 0,3              | 0,4              | 0,7              | 0,6   |                              |
|        | B3mgf фон                                      | 1,0                     | 3,0              | 0,0                     | 0,5              | 0,8              | 1,0              | 0,5   |                              |
|        | Горизонт<br>B1mgf                              |                         |                  |                         |                  |                  |                  |       |                              |
|        | конкреция<br>фон                               | 0,8                     | 8,5              | 0,2                     | 0,8              | 0,0              | 0,9              | 1,5   | Железисто-гумусо-глинистый   |
|        | Горизонт<br>B2mgf                              |                         |                  |                         |                  |                  |                  |       |                              |
|        | конкреция<br>фон                               | 1,5                     | 1,2              | 1,7                     | 1,5              | 0,8              | 2,1              | 2,0   | Глинисто-железисто-гумусовый |
|        | Горизонт<br>B3mgf                              |                         |                  |                         |                  |                  |                  |       |                              |
|        | цементированные пятна<br>фон                   | 0,7                     | 1,5              | 1,0                     | 1,4              | 1,5              | 0,8              | 1,0   | То же                        |
|        | Горизонт<br>B3mgf                              |                         |                  |                         |                  |                  |                  |       |                              |
|        | псевдофибра<br>фон                             | 0,7                     | 0,0              | 1,8                     | 2,4              | 2,8              | 1,4              | 2,0   | Гумусисто-глинистый          |

свойства к значащему в горизонте объему (см. табл. 20). В горизонте B1mgf, в котором образование конкреций, по-видимому, полностью определяется плотнотероением почвы сверху, они по сравнению с имеющими горизонтом являются железисто-гумусово-глинистыми.

В горизонте B2mgf химический состав конкреций меняется по сравнению с вмещающим горизонтом, в них заметно уменьшается роль аморфного  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и значительно возрастает участие аморфного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и гумуса — это глинисто-железисто-гумусовые конкреции.

В цементированных пятнах горизонта B3mgf тенденция к увеличению содержания гумуса и окислов Железа выражена еще сильнее; при этом в них уже значительная роль не только аморфных, но и кристаллизованных окислов Железа. В составе

псевдофибры наиболее сильно выражена концентрация окислов железа, в равной степени аморфных и кристаллизующихся, поскольку снижается роль гумуса, а аморфного  $Al_2O_3$  содержится меньше, чем во вмещающем горизонте.

Подобную дифференциацию химического состава новообразований в различных горизонтах по мере их углубления можно объяснить разной подвижностью глиноземо-фульватных и железо-фульватных соединений. Нарастает роль также разнотехническая подвижность  $Al$  и  $Fe$  в кислых периферических условиях и влияние гидротермальной аккумуляции железа от слабоокисленных почвенно-грунтовых вод.

Для образования фульвокислот необходимо значительное количество гидрата окиси железа, поэтому в псевдофибры аккумуляцией характеризуется количественным преобладанием железа; определенную роль в этом может играть и низкая гидротермальная аккумуляция его. Более того, геохимическая подвижность железа в кислой почвенно-грунтовой среде значительно выше, чем алюминия.

Таким образом, если по профилю химический состав новообразований меняется, выделяются три группы новообразований (см. табл. 20). Ближайший химический состав конcretion горизонтов В2fng1 и цементировавшихся пятен лежащего ниже горизонта позволяет предполагать, что последние могли образоваться путем сращения конcretion. Аналогичное предположение относительно формирования более крупных по размеру новообразований было высказано В. Д. Тошковаговым (1976).

Следует обратить внимание и на то, что с увеличением размера новообразований (конcretion—цементировавшиеся пятна—псевдофибры) роль окристаллизующихся окислов железа в их составе увеличивается. По-видимому, в этом играет определенную роль осваивание относительно обособленности внутренних новообразований от процессов, происходящих у его поверхности: смывания, притока свежих веществ и т. д. Процесс «старения» окислов железа усиливается присутствием органического вещества и в благоприятных для кристаллизации условиях является функцией окисленности (Schwertmann, 1966). Очевидно, что внутренняя часть новообразований является более «старой», чем периферическая их часть.

Псевдофибры были многократно описаны в отечественной и зарубежной литературе (в последней под названиями «железистый паз» или «кислородный горизонт»). Чаще их генезис связывается с калеванной аккумуляцией железа и гумуса, но в некоторых исследованиях признается возможность их смешанного гидротермально-калеванного происхождения (The Canadian system., 1978).

Наличие псевдофибр в подзолах грунтового угляшения не позволяет прийти к однозначному выводу об их генезисе. Вообще говоря, этот вопрос может быть решен только балансовым путем, так как автохемные процессы с псевдофибрами могли и

привели кривую гидротермную стадию развития и наоборот, в соприкоснутых подзолах грунтового увлажнения псевдофибры могли быть сформированы еще в тот период, когда почвенно-грунтовые воды лежали глубоко, т. е. в фазу автономного развития.

Последнее соображение приложимо и к глееватому подзолу разреза б—75. Не исключено, что псевдофибры могли сформироваться в предшествующую фазу глееватого развития, существовавшую здесь до резкого и недавнего подъема почвенно-грунтовых вод. В этом случае они старше других новообразований этого профиля; об этом свидетельствует большое количество в псевдофибры кристаллизированных окислов железа, мелкие участки органического вещества. Сейчас псевдофибры разреза б—75 находятся в сфере влияния капиллярной каймы почвенно-грунтовых вод.

По сравнению с другими новообразованиями в профиле подзола псевдофибры постоянно отличаются очень плохой водопропускностью, обычно сажей окислой и профиле (Brewer et al., 1973; McKenague et al., 1978; The Canadian system..., 1978; Wang et al., 1978). Это вызывает застой влаги и связанные толщ подзола над псевдофиброй. Некоторые исследователи именно эту причину считают основным двигателем саморазвития автономных подзолов в глееватом, и затем в болотном ярусе (Степурова, 1956; Romers, 1962). Так или иначе, наличие псевдофибры в разрезе б—75 усиливает переувлажнение нижней части переходной толщи, обуславливает как литологическим контактом, так и возможным влиянием капиллярной каймы почвенно-грунтовых вод.

При расчете объемно-весового содержания веществ для разреза б—75 были сделаны те же допущения, что и при аналогичных расчетах при рассмотрении автономного подзола. Кроме того, для всех зон грунтового увлажнения за условную почвообразующую породу пришлось принять горизонт ВС автономного подзола, поскольку горизонт B3(ng) в таком качестве выступать не мог. Дело в том, что в почвах грунтового увлажнения в профиле отсутствует железистая хатринская порода; на соответствующей глубине располагается та часть профиля, которая наиболее сильно изменена постоянным глееванием. В случае разреза б—75, где литологически односторонняя толща выдерживается мощностью 96 см, самый нижний ее горизонт, как было показано, является сферой активных процессов окислительно-восстановительных и других, происходящих, по-видимому, под влиянием как нисходящих токов почвенных растворов, так и восходящих от почвенно-грунтовых вод. Учитывая однородность верхнего лесного слоя, его близкий гранулометрический и, по-видимому, валовой состав на всем протяжении катены, для всех ее слоев за почвообразующую породу и был условно принят горизонт ВС автономного подзола.

Органический горизонт разреза б—75 по объемно-весовому содержанию веществ является еще более бедным сравнительно с

Таблица 21. Содержание гумуса и окислов в Al-Fe-гумусовом глееватом подзоле \*. Разрез 6—75

| Горизонт           | Глубина, см                  | Объемная<br>часть,<br>г/г | Гумус, % | $\text{SiO}_2$ | $\text{TiO}_2$ | $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | $\text{ZnO}$ | $\text{CaO}$ | $\text{MgO}$ | $\text{K}_2\text{O}$ |
|--------------------|------------------------------|---------------------------|----------|----------------|----------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|----------------------|
| A0                 | 0—5                          | 0,24                      | 1,34     | 2,26           | 0,07           | 0,02                    | 0,007        | 0,52         | 0,02         | 0,01                 |
| A2                 | 5—15                         | 1,25                      | 0,01     | 13,26          | 0,08           | 0,01                    | 0,015        | 0,004        | 0,03         | 0,04                 |
|                    | 15—33                        | 1,40                      | 0,004    | 13,72          | 0,07           | 0,05                    | 0,013        | 0,004        | 0,02         | 0,14                 |
| B1fagl             | 33—53                        | 1,46                      | 0,03     | 14,01          | 0,31           | 0,09                    | 0,016        | 0,51         | 0,01         | 0,06                 |
| B2fagl             | 53—68 (фоа)                  | 1,99                      | 0,02     | 13,51          | 0,23           | 0,04                    | 0,011        | 0,005        | 0,01         | 0,02                 |
|                    | 53—88 (конкреция)            | 1,51                      | 0,03     | 12,00          | 0,34           | 0,07                    | 0,018        | 0,52         | 0,01         | 0,08                 |
| B3fagl             | 65—100 (фоа)                 | 1,35                      | 0,01     | 14,34          | 0,33           | 0,06                    | 0,017        | 0,62         | 0,03         | 0,09                 |
|                    | 63—102 (цельно-<br>песчаный) | 1,53                      | 0,00     | 14,77          | 0,23           | 0,06                    | 0,017        | 0,61         | 0,01         | 0,06                 |
|                    | 48—100 (песко-<br>фосфат)    | 1,58                      | 0,03     | 15,19          | 0,22           | 0,16                    | 0,020        | 0,61         | 0,04         | 0,06                 |
|                    | 103—120                      | 1,49                      | 0,04     | 14,53          | 0,37           | 0,30                    | 0,11         | 0,13         | 0,13         | 0,33                 |
| B1gr<br>«Горизонт» | 67—83 (разр. 5—75)           | 1,73                      | 0,007    | 10,94          | 0,20           | 0,00                    | 0,017        | 0,62         | 0,02         | 0,03                 |

\* По данным автора, 1960, 1961.

горизонтом A0 автоморфного подзола. В нем аккумулируется только органическое вещество. Его объемный вес уменьшается по сравнению с соответствующим горизонтом автозонозастой подзола вследствие худшей разложившенности органических остатков. Горизонт A2 по сравнению с породой характеризуется потерей всех веществ, за исключением  $\text{MgO}$  и гумуса; для  $\text{MgO}$  это скорее всего относительно небольшое накопление в составе устойчивых первичных минералов. Некоторое уменьшение содержания  $\text{TiO}_2$  связано, возможно, с исходящим сульфидным переносом в профиле, в который могли быть вовлечены и минералы титана. В целом горизонт A2 глееватого подзола значительно беднее соответствующего горизонта автозонозастой подзола (табл. 21).

Объемно-весовые содержания веществ в разных аллювиальных горизонтах разреза 6—75 по сравнению с породой не отличаются. Горизонт B1fagl беднее практически всеми окислами; в нем увеличивается только содержание  $\text{R}_2\text{O}_3$  и гумуса. По сравнению с аналогичным горизонтом автозонозастой подзола (горизонт B1A2) горизонт B1fagl характеризуется потерей гумуса и всех окислов, включая  $\text{R}_2\text{O}_3$ ; относительно увеличивается только количество  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$ . Для горизонта B2fagl картина распределения веществ заметно меняется, так как по сравнению с породой он оказывается обедненным  $\text{R}_2\text{O}_3$ . По объемно-весовому содержанию  $\text{R}_2\text{O}_3$  в конкрециях этого горизонта можно было бы предположить, что обеднение фона происходит за счет процесса сегрегации  $\text{R}_2\text{O}_3$ . На выше было показано, что это не так: фон горизонта B2fagl беднее не только аморфными, но и силикат-

ним железом. По сравнению с аналогичным горизонтом автономного подзола (горизонт B1f) фон горизонта B3fngl, так же как и лежащего выше, теряет все окислы и гумус.

Горизонт B3fngl по фоновым содержаниям веществ отличается от породы значительно меньше, чем для лежащих выше горизонтов. В нем наблюдается потеря кремнезема и некоторое увеличение содержания  $Al_2O_3$ , гумуса и  $MgO$ . Цементароватное пятно отличается от породы не только некоторым увеличением количества гумуса, ртутной потерей  $Al_2O_3$ , пексифибра — увеличением содержания гумуса и  $Fe_2O_3$ , и также потерей  $Al_2O_3$ . Фон горизонта B5Mgl характеризуется по сравнению с аналогичным горизонтом автономного подзола (горизонт B2f) все-таки большими потерями  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  и гумуса.

Такой образом, иллювиальная толща глееватого подзола в целом характеризуется значительной потерей веществ, чем аналогичная толща автономного подзола. По сравнению с породой признаки элювирования отсутствуют для средней части иллювиальной толщи — горизонта B2fngl.

Следует отметить, что с учетом заласов  $R_2O_3$  в несоборозованных, результаты, по выдоху, могли бы быть несколько иными, особенно за счет горизонтов B2fngl и B3fngl: можно ожидать, что потеря  $Al_2O_3$  в 65 сантиметровой толще оказалась бы меньше, а извлечение  $Fe_2O_3$  — больше.

В иллювиальной толще качественные различия глееватого подзола, представляющего собой первую стадию элювирования, от подзола автономного:

- резкое усиление всех ЭПП в иллювиальной толще как в горизонте A2, так и во всей иллювиальной толще;
- заметное участие гумусовых веществ в этих процессах;
- проявление (пока слабое) ЭПП гидролитной аккумуляции, по-видимому, главным образом железа в нижней части профиля;
- значительное усиление аэробально-анаэробной дифференциации почвенной толщи как по перераспределению веществ, так и по глубине развития процессов;
- возникновение значительной морфолого-химической неоднородности иллювиальной толщи как по глубине, так и в пределах отдельных горизонтов, благодаря сложному взаимодействию в ней процессов элювирования, элювирования, окисления и сегрегации.

#### **Подзолы А1 — Г-гумусовые глеевые с глубоким маломощным ортзандом**

В трансакумулятивно-гидрохерфном секторе катены, на окислительно-восстановительном геохимическом барьере, формируются два основных почвенных профиля — с глубоким маломощным ортзандом и с близкой к поверхности мощной ортзандовой плитой. Согласно отечественной классификации (Классификация и диагностика..., 1977), эти почвы не разделяются и обе относятся

к роду пруденных болотно-подзолистых почв. Канадская классификация (The Canadian system..., 1976) предлагает подразделять подобные почвы по мощности ортзандового горизонта: в частности, почвы, в которых ортзанд занимает одну треть или больше мощности подзола, отделяются от всех прочих как особая таксономическая единица — полугрунты ортзандовых почв.

Морфолого-химические свойства этих почв существенно различны. Более того, в ряду прогрессирующего заболачивания они представляют разные стадии: почва с глубоким и маломощным ортзандом — более раннюю, а с мощным и близким к поверхности — более продвинутой. В связи с этим мы их опишем раздельно.

**Разрез 8—75.** В 3—4 м от края верхнего кустарничково-сфагнотового рва, в 3 м от разреза 6—75. Растительность та же, что в разрезе 6—75. Откоса 13 м.

**АО** 0—2 см. Темно-бурый, полуразложившийся подстилки, рыхлый, влажный песок дикого, гравий. Переход резкий.

**А2g** 2—23 см. Грязно-белесый песок, рыхлый, влажный, очень много корней. Переход резкий, почти ровный.

**А2gH** 23—25 см. Серовато-белесо-бурый кайма по верхней границе легкого ниже горизонты, зачаток горизонта Bh, песок. Переход тонкий, слегка неровный.

**B** 25—40 см. Песок малоперепревший с редкой плетевидностью ржавого тона, слабоустьеватый, влажный, много корней. Переход плавный на границе и углублении плотности.

**Bg** 40—67 см. Вот где песок, на ржавой фоне ярко-ржавые и сизоватые пятна, разводы, влажный, почти единичный; под горизонтом уплотнен, ярко-ржавые участки продольно-цилиндричны и составляют не менее половины объема горизонта. Переход ясный.

**—Bg** 67—86 см. Суше, сизоватая с белыми ржавыми пятнами, коряб единичная, дилатационно-сизоватая. Переход резкий, горизонтальный.

**10g** (D2) 86—105 см. Ярко- и темноржавый концентрический край (вместе) ортзанда, дилатационно-сизоватый. Переход резкий, горизонтальный.

**1D3g** 105—116 см. Сизовато-желтая суше, дилатационно-сизоватая. **D4g** 116 см и глубже. Песок сизоватосерый, тонкий, влажный. Глубина залегания связанно-грунтовых вод около 120 см.

Эта почва сформирована не только, многократно-сложной уже в нижних иллювиальных горизонтах. Мощность слоя однородного мелкозернистого песка, залегающего с поверхности, составляет 65 см (табл. 22, см. рис. 6). Вступ ортзанда приурочен к двум слоям песка, заключенным между суглинистыми прослойками.

По морфологии эти почвы существенно отличаются от глееватого подзола. Мощность горизонта А2 несколько уменьшается. В его нижней части отчетливо фиксируется зачаток иллювиально-гумусового горизонта, формирующегося над горизонтом Вg, по фону подзолистого горизонта.

Вторичный и иллювиальный характер иллювиально-гумусового горизонта очевиден. Признаки сгущения в профиле усиливаются; глееватыми стеновятся все верхние диагностические горизонты. Иллювиальные бутоны в горизонте Bg1 и представле-

Таблица 22. Механический состав глеевого подзола с глубоким иллювиальным ортаидом, %. Разрез В—75

| Горизонт                                                                  | Глубина,<br>см | Плотность,<br>г/см <sup>3</sup> | Размер частиц, мм |           |           |            |             |        |        |
|---------------------------------------------------------------------------|----------------|---------------------------------|-------------------|-----------|-----------|------------|-------------|--------|--------|
|                                                                           |                |                                 | 1—0,25            | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 | <0,001 |
| A2gl                                                                      | 3—23           | 0,69                            | 31                | 61        | 4         | 0          | 1           | 0      | 1      |
| A2gla                                                                     | 23—25          | 1,05                            | 30                | 58        | 4         | 1          | 2           | 7      | 10     |
| Bf                                                                        | 25—40          | 2,70                            | 31                | 50        | 4         | 1          | 4           | 4      | 9      |
| Bfgl                                                                      | 40—67          | 0,88                            | 28                | 63        | 3         | 1          | 0           | 3      | 4      |
| L01g                                                                      | 67—85          | 1,53                            | 15                | 51        | 23        | 2          | 4           | 0      | 12     |
| L01 (D2)                                                                  | 85—88          | 0,70                            | 40                | 50        | 2         | 0          | 2           | 1      | 3      |
| L01 (D2)                                                                  | 88—105         | 1,75                            | 10                | 52        | 31        | 1          | 3           | 3      | 7      |
| L D2g                                                                     | 105—115        | 1,30                            | 16                | 24        | 42        | 5          | 4           | 8      | 15     |
| Dxg                                                                       | 115—140        | 5,50                            | 27                | 60        | 4         | 0          | 1           | 4      | 5      |
| Фосфориты<br>Ost (110—<br>110 см)<br>между раз-<br>резами В—75<br>и В—75) | —              | 0,74                            | 18                | 50        | 17        | 1          | 1           | 4      | 5      |

— Анализ по Н. Г. Ходякову.

ны обшарпаны цементированными участками. В нижней части профиля располагается выступ плитчатой плиты мощностью всего 20 см с параллельными двоякой поверхностью верхней и нижней границами. Границы всех тонетических горизонтов становятся ровными.

Эти морфологические особенности связаны со значительным изменением гидрологического режима и соответственно с трансформацией процесса иллювиально-иллювиальной дифференциации гидрогенной аккумуляции веществ в профиле. Можно считать, что залегающие близко почвенно-грунтовые воды влияют на весь профиль. Проникновение антропо ортаида, судя по его залеганию непосредственно над горизонтом почвенно-грунтовых вод, скорее всего преимущественно гидрогенное.

Почвенно-грунтовые воды и ортаид в той или иной степени подпитывают инфильтрацией и боковой так почвенных растворов. Отделение профиля усиливается, это также затрудняет инфильтрацию передвигание веществ и способствует исчезновению новообразования из верхнего иллювиального горизонта. В связи с нарастанием общегуливающего процесса разбавления иллювиально-грунтового горизонта. Его положение над границей с горизонтом Bf, служащим относительным водоупором, указывает, что формирование иллювиально-грунтового горизонта началось после того, как уже была сформирована система горизонтов A2—Bf.

Таким образом, морфология глеевого подзола с глубинным халомидным ортзандом свидетельствует о более затрудненной и несколько подавленной сравнительно с глеевыми подзолами иллювиальной иллювиальной дифференциации вещества. Явления иллювиальности, а также гидротонной аккумуляции вещества в профиле становится более ощущаемой. Это проявляется в уменьшении мощности горизонта A2, формировании горизонта A2g1h, исчезании обширных участков в горизонте Bfg1, появлении ортзанда.

По глубине распространения в разрезе 8—75 кислой реакции от криксохити разрезе 5—75 и 6—75, скорее всего из-за глубокого проникновения кислого иллювиального гумуса и большого избыточного его содержания. Следует обратить внимание на внутреннее строение иллювиальной толщи. Ее верхняя и преобладающая по мощности часть (горизонт A2g1) столь же сильно иллювируется, как и верхняя часть горизонта A2 глеевого подзола, но в глеевом подзоле мощность этой части почти вдвое больше. Наряду с этим в нижней части иллювиальной толщи глеевого подзола (горизонт A2g1h) отмечаются явные признаки иллювиального осаждеия  $R_2O_3$  и гумуса на фоне белого песка. Напротив, в глеевом подзоле нижняя часть горизонта A2 имеет признаки прогрессирующего элюирования (табл. 23, 24 и 25).

Это сопоставление скорее всего показывает, что до появления почвенно-грунтовых вод на определенной глубине в разрезе 6—75 и 8—75 были развиты иллювиально-железистые подзолы; при этом в разрезе 8—75 мощность горизонта A2 была даже больше, поскольку он располагается ниже по склону, а следовательно, в условиях большего увлажнения. Очередной этап повышения уровня почвенно-грунтовых вод в связи с ростом торфяника I способствовал также усилению иллювиально-иллювиальной дифференциации в разрезе 6—75 (который стал глеевым) и, наоборот, ее ослаблению в разрезе 8—75. В последнем активизировалась роль гидротонной аккумуляции (возможна, определившей рост с этого времени выстула ортзанда), а также иллювиальной; иллювиальный ток лавинных растворов встречает на своем пути боковую стенку ортзандовой плиты.

В горизонте A2g1h наблюдаются заметная аккумуляция как аморфного, так и окристаллизованного  $Fe_2O_3$  и гумуса, аморфного  $Al_2O_3$ . Большая роль окристаллизованного  $Fe_2O_3$  косвенно свидетельствует или о кризорежимном переувлажнении этого горизонта, или о медленном его выщелачивании.

Верхняя часть иллювиальной толщи (горизонт Bf) содержит незначительные в профиле количества  $R_2O_3$  и гумуса и минимальное  $SiO_2$ . Содержание аморфного  $Al_2O_3$  в этом горизонте очень велико (около 1,4%, при 28% валового  $Al_2O_3$ ) и преобладает содержанием обеих форм аморфного  $Fe_2O_3$ . Количество некристаллизованного  $Fe_2O_3$  составляет в разрезе 8—75 около 50% его валового содержания, при этом резко преобладает окристалливо-



Таблица 24. Вязкий состав глеевого подзола с глубоким мелкокомным органоидом. % на выветленную почву %. Разрез Б—75

| Горизонт       | Глубина, см | Полная влажность, % | H <sub>2</sub> O | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Сумма  |
|----------------|-------------|---------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|------|------------------|--------|
| AO             | 0—2         | 52,80               | 94,11            | 2,05                           | 0,87                           | 0,23             | 0,74 | 0,23 | 0,34             | 99,84  |
| A0gl           | 2—35        | 5,20                | 16,65            | 0,20                           | 0,12                           | 0,16             | 0,01 | 0,18 | 0,23             | 101,32 |
| A2g1h          | 23—25       | 2,09                | 94,39            | 3,10                           | 1,19                           | 0,34             | 0,13 | 0,12 | 0,66             | 100,33 |
| B1             | 25—40       | 3,97                | 83,98            | 4,90                           | 1,68                           | 0,78             | 0,07 | 0,15 | 0,35             | 100,79 |
| B1gl           | 40—67       | 1,85                | 95,29            | 2,55                           | 0,79                           | 0,15             | 0,11 | 0,08 | 0,47             | 100,43 |
| —D1g           | 67—85       | 4,77                | 87,39            | 8,60                           | 2,44                           | 0,52             | 0,53 | 0,35 | 1,28             | 100,09 |
| —C1cl          | 85—85       | 1,83                | 98,22            | 1,67                           | 0,54                           | 0,09             | 0,08 | 0,04 | 0,40             | 100,84 |
|                | 105—105     | 5,44                | 85,81            | 8,73                           | 2,90                           | 0,58             | 0,66 | 0,33 | 1,56             | 100,15 |
| —D3g           | 110—115     | 4,70                | 92,45            | 10,77                          | 2,39                           | 0,71             | 0,88 | 0,74 | 1,83             | 99,97  |
| D4g            | 115—140     | 0,83                | 95,56            | 2,77                           | 0,88                           | 0,14             | 0,27 | 0,09 | 0,88             | 100,24 |
| Фракцион. Org. |             | 2,87                | 91,89            | 3,03                           | 1,04                           | 0,20             | 0,30 | 0,20 | 0,85             | 98,03  |

Анализировал Т. А. Болоткина.

ванные формы. Во время описания этого разреза горизонт B1 не имел морфологических признаков глеевности, хотя, несомненно, периоды переувлажнения должны были иметь место, о чем свидетельствует ржавый тон окраски и не различная интес- сивность.

Нижняя часть иллювиальной толпы (горизонт B1gl) значительно беднее по общему содержанию Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и гумуса. Это можно было бы объяснить только ослаблением иллювиального процесса, но горизонт B1gl содержит меньше и связного Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что заставляет предполагать развитие здесь процессов элюирования в связи с его положением над литологическим контактом и временным застоем как исходящей влаги, так и влаги почвенно-грунтовой вод при их флукутации. Такое же явление было отмечено и в средней части иллювиальной толпы в разрезе песчато- го подзола.

Хотя содержание основных цементующих компонентов в горизонте B1gl ниже, чем в вышележащем горизонте, цементиро- ванные участки составляют не меньше половины его объема. Это указывает, что в данном случае первостепенную роль в цемен- тации почвенной массы играет, по-видимому, не абсолютное ко- личество цементующих компонентов, а скорее окислительно- восстановительные условия, характер их динамики. В этом гор- изонте, лежащем над литологическим контактом и в верхней части зоны капиллярной каймы почвенно-грунтовой вод, исключительно- восстановительные условия, очевидно, характеризуются резкой изменчивостью внутригодовой, годовой и многолетней циклов.

Таблица 25 Состав гумусо<sup>2</sup> ортзанда в подвале слоевом (разрез 8—75) и фрагменты ортзанда между разрезами 6—75 и 8—75

| Горизонт                                   | Глубина, см | C, %    |                                                                   | Синтетические данные                                      |                                                                  |                                         |
|--------------------------------------------|-------------|---------|-------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------|
|                                            |             | в палео | в разрезе<br>$\text{H}_2\text{O}_2, \text{O}_2$<br>— $\text{KOH}$ | в разрезе<br>$\text{NO}_2, \text{FeO}$<br>+ $\text{NaOH}$ | вычисленные и<br>сравненные с<br>$\text{P}_2\text{O}_5$ (стр. 4) | сравненные<br>с С <sub>т</sub> (стр. 2) |
| Орт                                        | 85—95       | 0,43    | 0,42 <sup>2</sup><br>87,7                                         | 0,08<br>7,5                                               | 0,03<br>7,5                                                      | 0                                       |
|                                            | 95—105      | 0,70    | 0,65<br>88,8                                                      | 0,04<br>6,4                                               | 0,02<br>2,8                                                      | 0,02<br>2,6                             |
| Фрагмент между<br>разрезами 6—75<br>и 8—75 |             | 0,49    | 0,40<br>85,3                                                      | 0,02<br>4,7                                               | 0,02<br>4,2                                                      | 0                                       |

| Горизонт                                   | Глубина, см | Фрагментация                                            |                                                          |                                                                                                                             | Синтез | С <sub>т</sub> C <sub>т</sub> (стр. 2) |
|--------------------------------------------|-------------|---------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|----------------------------------------|
|                                            |             | в палео<br>$\text{NO}_2, \text{O}_2$<br>+ $\text{NaOH}$ | в разрезе<br>0,1 н. $\text{H}_2\text{SO}_4$<br>(стр. 10) | по разности<br>различия<br>С <sub>т</sub> и $\text{H}_2\text{SO}_4$<br>С <sub>т</sub> и $\text{H}_2\text{SO}_4$<br>(стр. 4) |        |                                        |
| Орт                                        | 85—95       | 0,85<br>80,7                                            | 0,38<br>83,7                                             | 0,04<br>9,3                                                                                                                 | 2,3    | 0,20                                   |
|                                            | 95—105      | 0,62<br>64,5                                            | 0,54<br>74,1                                             | 0,11<br>14,5                                                                                                                | 13,2   | 0,06                                   |
| Фрагмент между<br>разрезами 6—75<br>и 8—75 |             | 0,38<br>76,4                                            | 0,36<br>72,8                                             | 0                                                                                                                           | 16,7   | 0,05                                   |

<sup>2</sup> Анализ Ф. Н. Субботина.

<sup>3</sup> В числитель — процент к выделенной сухой массе, в знаменателе — процент к общему С.

Обратимся к рассмотрению свойств ортзандового горизонта. Выше отмечалось, что он приурочен к двум прослойкам мелкозернистого песка, заключенным между двумя супесчаными слоями. Прежде всего обращает на себя внимание двуслойность ортзанда по содержанию основных компонентов валового состава, главнейших  $\text{H}_2\text{O}_2$  и гумуса; это совпадает с литологической слоистостью этой толщи. Ранее было показано (см. табл. 10), что толща, на которой формируется изучаемая катена, представляет собой чередование пяти литологически равных пород: двух вариантов мелкозернистого песка и трех вариантов супеси.

Верхний слой ортзанда представлен в общем тем песком, который близок по granulометрии (можно полагать, и по валовому составу) к верхней породе, нижний — к песку горизонта D2g1 в разрезе витебского подвала. Соотношение (в известной мере усложненное) соответствующих слоев ортзанда к породам по химическому составу может выявить характер аккумуляции вещества в изучаемом ортзанде.

Верхний слой ортзанда (85—95 см) по валовому содержанию

$\text{Fe}_2\text{O}_3$ , по сравнению со своей породой отличается несколько повышенным количеством  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (главным образом за счет аморфного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) и пониженным количеством  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; по содержанию аморфных  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в гумуса этот слой значительно превосходит породу. Следует обратить внимание, что лесолина валового  $\text{Al}_2\text{O}_3$  представлена оксидными формами, и то время как у  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  аморфные оксиды составляют около трети его валового содержания.

В целом химический состав этой части ортзанда можно было бы назвать железисто-гумусово-глинистым, подчеркнув большую роль в нем аморфного  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и тем самым большое сходство по химическому составу с выщелачиванием, формирующимися в верхней части выщелачиванной толщи лесового подзола, т. е. при преобладающем осаждении из исходных тонов собственно почвенного раствора.

Нижний слой ортзанда (65—105 см) по сравнению с верхней породой (горизонт D2g1, разрез 3—75) содержит несколько больше валовых  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , причем прибавку  $\text{Al}_2\text{O}_3$  можно отнести наполовину за счет оксидных форм, а  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — полностью за счет этих форм. В целом в этом слое аморфный  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  составляет всего 16% его валового содержания, а аморфный  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 9%. Весьма велико содержание гумуса, оно максимальное для этого профиля. В целом по химическому составу нижний слой ортзанда в разрезе 8—75 можно было бы назвать глинисто-железисто-гумусовым; такой же химический состав выщелачиваний отмечался для нижней части выщелачиванной толщи лесового подзола, которая формируется под очевидным влиянием карбогатой аккумуляции.

Между разрезами 8—75 и 6—75 на глубине 100—110 см сформирован небольшой фрагмент ортзанда (см. рис. 5), как бы представляющий нижнюю часть его шпатулы, пока оторванного от него; этот фрагмент разлит в той же литологической среде, что и нижняя часть ортзанда. При разрезании выясняется, что они имеют сходный химический состав — глинисто-железисто-гумусовый, но фрагмент ортзанда характеризуется значительно меньшей концентрацией аморфного  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , несколько меньшей аморфного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и гумуса. Он очень близок к по групповому составу гумуса, отличаюсь крайне низким отношением  $C_{\text{Fe}}/C_{\text{Al}}$  в то время как в верхней части выступа ортзанда эта величина значительно выше.

В целом следует подчеркнуть, что для выступа ортзанда характерны очень низкие содержания оксидоглинистого  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , в резкое преобладание его аморфных форм. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что вся почвенная масса этой части ортзанда находится в сфере активного влияния растворов (исходящих, исходящих, дождевых), просачивающихся через его толщу.

Следует подчеркнуть также, что в выступе ортзанда количество ила и фракций глин очень невелико (см. табл. 22) и они не могут заметно участвовать в формировании почвенной массы

Таблица 26. Содержание окислов и гумуса в глеевом подзоле с глубоким мелкопильным органоидом \*. Разрез Б—75

| Горизонт           | Глубина, см | Окислы, % | Гумус | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO <sub>2</sub> | CaO   | MgO   | K <sub>2</sub> O |
|--------------------|-------------|-----------|-------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------|-------|------------------|
| A0                 | 0—2         | 0,24      | 1,92  | 2,20             | 0,07                           | 5,03                           | 0,005            | 0,02  | 0,005 | 0,02             |
| A2gl               | 2—23        | 1,30      | 0,04  | 13,83            | 0,104                          | 5,02                           | 0,013            | 0,001 | 1,604 | 0,03             |
| Bf                 | 23—40       | 1,23      | 0,10  | 11,20            | 0,58                           | 0,20                           | 0,022            | 0,01  | 2,33  | 0,05             |
| Bfgl               | 40—67       | 1,50      | 0,07  | 14,11            | 0,38                           | 0,12                           | 0,022            | 0,02  | 0,01  | 0,07             |
| Dlg                | 67—85       | 1,52      | 0,11  | 13,30            | 1,35                           | 0,70                           | 0,08             | 0,09  | 2,46  | 0,19             |
| LOr(D2)            | 85—105      | 1,59      | 0,21  | 13,64            | 1,38                           | 0,36                           | 0,09             | 0,10  | 0,09  | 0,23             |
| LD2g               | 105—115     | 1,33      | 0,13  | 10,82            | 1,12                           | 0,74                           | 0,09             | 0,12  | 0,10  | 0,24             |
| D4g                | 115—140     | 1,53      | 0,09  | 15,81            | 0,42                           | 0,06                           | 0,02             | 0,09  | 0,21  | 0,18             |
| Порода             |             | 1,73      | 0,07  | 16,94            | 0,30                           | 0,18                           | 0,017            | 0,02  | 1,03  | 0,09             |
| Фрагмент органоида |             | 1,01      | 0,13  | 14,70            | 0,58                           | 1,16                           | —                | 0,06  | 1,43  | 0,14             |

\* Аккумуляция ок. 1050, 14.

и ее цементация. По-видимому, значительная роль глеевых фракций в этих процессах, отмеченная в исследованиях Е. В. Ариунпеевой (1933), Е. Л. Невитина и К. Н. Федорова, (1977) не обязательна для формирования органоида.

По объему весовому содержанию веществ (табл. 26) горизонты A0 глеевого и глееватого подзола практически идентичны. Горизонт A2 по сравнению с породой и аналогичным горизонтом глееватого подзола характеризуется даже несколько большей потерей веществ (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, K<sub>2</sub>O), что указывает на более сильную разрушимость его минеральной массы. Горизонт Bf по сравнению с горизонтами Bf и Bfgl глееватого подзола содержит значительно больше R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и гумуса, в горизонте Bfgl их количество заметно снижается. В подстилающей глинистой толще концентрации R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> остаются примерно одинаковыми; толща органоида выделяется только повышенным содержанием гумуса. Распределение объемного веса по профилю не имеет какой-либо специфики. Среди минеральных горизонтов наименьших объемных весов становится горизонт Bf в связи с большим содержанием в нем жидкой. Максимальный объемный вес характерен для органоида.

Таким образом, вторая стадия заболачивания в изучаемой котловине (разрез Б—75) по сравнению с предыдущей глееватой стадией (разрез Б—75) характеризуется следующими особенностями: некоторым усилением ЭПП иловирсодобия, главным образом из подзолистого горизонта;

- значительным увеличением роли гумусовых веществ в процессах иловирсодобия—илловирсация;
- начальной фазой формирования горизонта Rh, иловирсация.

то на нижнюю часть горизонта А2, над которой с горизонтом В1;

— резким усилением ЭПН гидротенной аккумуляции, по-видимому, не только железа, но и гумуса в нижней половине профиля; формирование кохентрированного маломощного ортзанда в зоне взаимодействия грунтовых вод и почвенных (находящихся в боковых) растворов;

— усилением глеевых явлений в горизонтах над ортзандом;

— некоторым подавлением дальнейшего развития анизоморфно-аллювиальной дифференциации профиля, что связано не столько с близостью почвенно-грунтовых вод и формированием хлороматного ортзанда, сколько с латеральным притоком вещества в толщу разреза 8—75, расположенного у протяженной по вертикали боковой стенки ортзандового тела.

Следует отметить, что типичный подзол разреза 8—75 имеет ряд существенных отличий от «классических» глеевых подзолов, для которых всегда характерно резкое усиление по сравнению с глеевыми подзлами анизоморфно-аллювиальной дифференциации (распределение  $R_2O_3$  и гумуса, общий запас веществ из почвенной толщи), часто характерно наличие хорошо выраженных аллювиально-гумусовых горизонтов Bh. Типичны свойства обледенения и зольные глеевые подзолы Сыктывинского ареала (Каранова, 1975). Подобные типичные свойства, очевидно, обусловлены свободным стоком почвенно-грунтовых и латеральных вод, присутствующим в почвенном профиле или фильтрующимся через него.

Глеевый подзол разреза 8—75 формируется под влиянием почвенно-грунтовых вод, подпитываемых болотными водами. Латеральный приток вещества, проходящего через профиль, также подпитывает боковую стенку ортзандового тела. С этими условиями можно связать сходные черты разреза 8—75 с типичными глеевыми подзлами.

### Подзолы ортзандовые

Эти почвы, так же как и почва разреза 8—75, представляют собой основные профили трансакумулятивного гидроморфного сектора катаян (см. рис. 5).

Ортзандовый подзол был изучен в двух разрезах: 9—75 и 7—75. Разрез 9—75 имеет ортзандовое тело в его краевой, наиболее близкой к сухиселу части. Он заложен в 0,5 м от разреза 8—75, примерно в 2 м от границы рва. Разрез 7—75, расположенный примерно в 1 м от разреза 9—75, в 1 м от границы рва, имеет ортзанд в центре его самой мощной (60 см) цементированной части. Оба разреза приурочены к участку с наиболее близким расположением верхней границы ортзанда от днастой поверхности.

Разрез 9—75. Сосновый лес с прижесью березы и ели и подростом. Напочвенный покров багульниково-бруснично-чернич-

но-великолепный, много оловя: паравидеой. Местами: ловах-  
ность азбутири за стет разрозненных подупек сфатнума с едн-  
ичными кустиками кассандры. Небольшие пята кустиковых ли-  
гидейжков.

A0 0—5 см. Темно-бурый, подурезанжыназия подетидки, рыхлая, проле-  
дочка влажная, горелая. Переход резкий.

A2g 1 5—20 см. Песок грязно-белый, влажный, много корней, разлей.  
Переход очень неровный, разведан.

A2g 1 25—35 см. Песок коричневого цвета, с зеленоватым оттенком,  
разлей, корей мочало; киль рост вверх лежащего ниже горизонте. По по-  
фору горизонте A2. Граница несколько горелая.

B3 35—50 см. Песок коричневатый со слабым коричневым оттенком, влажный,  
горей много. Граница с лежащим ниже отделился отст. неровная, так как  
поверхность последнего беловато-серая в буростях, беловато-серая и гор-  
изонт рыхлая бурная.

C1 40—50 см. Песок среднеконцентрированный, окраска и сложение очень  
неоднородны, черные и темные крупные пятки, орхо-розовые и рых-  
лые, иногда желтые линии; сложения наиболее децентрированы, сразу по  
структурным сложениям отчетливо выражена почти горизонтальная слоистость  
(беловатосерая шаткост), местами встречаются ослепительные коря корявые и  
хрупкие. Переход постепенный.

C1 50—60 см. Песок, децентриция усиливается, окраска при том же  
сложении и общем темном фоне и желтые линии истончаются резко, длитель-  
но-зелено-серый, при сдвигивании лопом слабо выступает вода. Переход  
интер.

C1 60—70 см. Песок, усил. концентрирован, окраска и сложение очень  
неоднородны, черные и темные крупные пятки, орхо-розовые и рых-  
лые, иногда желтые линии; сложения наиболее децентрированы, сразу по  
структурным сложениям отчетливо выражена почти горизонтальная слоистость  
(беловатосерая шаткост), местами встречаются ослепительные коря корявые и  
хрупкие. Переход постепенный.

D3 100—115 см. Сильно слоистая, желто-розовая с слабым оттенком,  
длинными-перьями, при сдвигивании шаткост. Переход ровный.

F3g 115—130 см. Песок бело-желтый, ослепительный, с белыми рыхлыми  
белками, длинными-перьями, при сдвигивании шаткост.

**Разрез Y 75.** Напиченный шкворс багульничко-зелено-мол-  
ный, большие толупек сфатнума.

C2 0—10 см. Темно-бурый, торфянистый, рыхлый, влажный, очень  
мол. Переход резкий.

A2g 1 10—20 см. Песок грязно-белый, в верхней части с угловатым вы-  
летом, влажный, рыхлый, много корней. Переход очень неровный, в пре-  
делах 10—15 см. влажный.

A2g 1 28—33 см. Грязно-серая илистая по границе с беловатостью Bf, рых-  
лая, влажная, песок, много корней. Переход расщепленный, сразу индирект-  
ся резко развед. горизонт Bf.

Bf 33—43 см. Песок коричневатый с ослепительным блеском, окраска  
очень неоднородная, длинная, корей мочало. Переход в ортисе олов. не-  
ровный (буровато-серая поверхность кустанда).

C1 43—58 см. Децентрирован, тут слабее, чем эвалентный сложения  
разрез 9—75, длинными-перьями; в основном похож на горизонт C1 1 в раз-  
резе 5—75.

C1 58—53 см. Наиболее ослеп. децентрирован, похож на горизонт  
C1 2 в разрезе 9—75.

C1 53—100 см. Среднедецентрированная оловя, темне-орхидная,  
очевидно существуют крупные ослепительные конкреции, более зелено-серые,  
ослепительные (плотные), длительно-серый. Переход ровный.

D3g 103—120 см. Песок бело-желтый, ослепительный, длительно-серый.

Обе эти породы сформированы на литологически слистой в нижней части профиля толще (см. рис. 6). Как видно из описания, в обоих разрезах большая часть ортзанда размещается в верхнем однородном песчаном слое, что представляет значительный генетический интерес.

В морфологии этих пород обращает на себя внимание сжатие до минимума верхнего горизонта В, лежащего над ортзандом. В обоих профилях хорошо выражен горизонт  $A2gl$ , развивающийся на подзолисто-булом фоне. Он достигает наибольшей мощности у края ортзанда, что, возможно, связано не только с выщелачиванием процесса, но и с аккумуляцией твердых веществ; именно здесь располагается крайняя часть барьера по пути их передвижения. Чистый подзолистый горизонт  $A2gl$  в обоих разрезах имеет почти одинаковую мощность и морфологию. Поскольку горизонты  $A2gll$  и  $Bt$  (в разрезе 9—75) формируются в формируются по фону подзолистого горизонта, мощность последней (до развития горизонта  $A2gll$  и  $Bt$ ) была в разрезе 9—75 больше, чем в разрезе 5—75, а в разрезе 7—75 — такой же, как в последнем.

Морфология ортзанда в этих разрезах имеет и некоторые различия. Сходны и очень характерны верхняя и нижняя его границы; верхняя — очень неровная, зубчатая, извилистая в лежащей выше минимальный горизонт, бурно развиваясь показателем роста ортзанда вверх; нижняя — очень ровная. Обе они и образуют параллельную двоякой поверхности.

В обоих разрезах верхняя и средняя части ортзанда имеют одинаковое сложение и распределение окраски. Состоящее из светлых и темных отдельных мелких доминированных пятен сложение ортзанда является типичным и представляет собой включенные в ортзанд участки горизонта  $Bt$ . Это достаточно очевидно, так как ортзанд развивается по фону подзолистой толщи подзолов. В нижней части ортзанда светлый характер сложения проявляется как почти не выраженный. В разрезе 7—75 в этой толще встречаются отдельные образования типа крупных конкреций, а в разрезе 9—75 наблюдается почти равномерная окраска и достаточно однородное сложение. В верхней и средней частях толщи ортзанда светлое сложение сочетается со слабоватостью (способностью раскалываться на плитки); в его нижней части слабость становится преобладающей чертой сложения.

Следует отметить, что до сложения ортзанд сходен с планкитом, также формирующимся над горизонтом почвенно-грунтовыми вод и характеризующимся сочетанием андуриного и цинкитового сложения (Daniels et al., 1978).

В обоих разрезах наиболее цементированная средняя часть ортзанда на глубине 60—90 см. Более сильная цементация в нижней части ортзанда объясняется преобладанием доминантных условий над горизонтом почвенно-грунтовых вод.

Непосредственно под ортзандом залегают почвенно-грунтовые воды. Присутствие их капиллярной каймы явно обнаруживается

и шириной 10–20 см ортазда. Не исключено хотя бы кратковременное поднятие ее до более высокого уровня. Это определяется водопроницаемостью, которая, очевидно, может у разных ортаздов сильно варьировать. Конечно, в любом случае ортазд является своеобразным водоупором как для восходящей и нисходящей, так и для латеральной миграции влаги и веществ (Забельский, 1974). В то же время есть данные, указывающие, что водопроницаемость ортаздов имеет слабую связь со степенью цементации, но обнаруживает четкую корреляцию с характером их сложения.

Практически водоупорными являются ортазды, имеющие сложное (плитчатое) сложение; они сложены толстыми плотными слоями, подобными пластовым; водопроницаемость снижается в них в среднем до 0,01–0,1 см/час (Wang et al., 1978). Ортазды, хорошо проводящие влагу, имеют сложное пористое цементированного типа; водопроницаемость возрастает у них до 10–40 см/час. Перевычешенко надортаздовых горизонтов свидетельствует о невысокой водопроницаемости по крайней мере верхней части изученного ортазда, но можно полагать, что это характерно и для его средней части.

Обращает на себя внимание различный характер чернуги иллюминальных горизонтов над ортаздом и их «шахматное» расчленение в янтке. Так, в более сухом разрезе 9–75 развит кофейный иллюминально-гумусовый горизонт Bh, а то время как в более влажном и расчлененном ниже по склону разрезе 7–75 формируется охристо-ржавый горизонт Bf. Прежде всего, наличие горизонта Bf в одном из этих разрезов и присутствие его ржавых фрагментов в верхней части ортазда указывает, что обе эти почвы прошли стадию развития иллюминально-железистого подзола, т. е. развились ранее в менее влажных условиях. Об этом же свидетельствует и вычешенность всего образующегося горизонта A2gln на фоне подзолистого горизонта.

«Сохранность» горизонта Bf разреза 7–75 и его трансформацию в горизонт Bh в краевой части ортазда (разрез 9–75) следует связывать с характером латеральной миграции веществ по поверхности ортазда в период приближения его верхней границы к донной поверхности и, возможно, с разной в этих разрезах водопроницаемостью в верхней части. При приближении верхней границы ортазда к донной поверхности он все более становится относительным барьером для латеральной миграции. Его краевая зона принимала на себя наибольшее количество влаги и веществ, передвигавшихся сверху вниз по янтке. Возможно, поэтому здесь начались ранние и были более акцентированы явления латеральной иллюминально-гумусовой аккумуляции, горизонт Bf трансформировался в горизонт Bh и зародился кофейный гонетический горизонт A2gln. Это же объясняет и более длительную «сохранность» горизонта Bf в центральной части цементированного ортазда и меньшее развитие здесь горизонта A2gln.

Возможно, сыграла определяющую роль и разная водопрони-

целостность верхней части ортзанда в обоих разрезах. Она, по-видимому, ниже в нижней части ортзанда (разрез 9—75), судя по значительно более сыпучему обильному весу (1,53, по сравнению с 1,41 г/см<sup>3</sup> в разрезе 7—75). Это способствовало спаданию под углом для выходящего перемещения вещества в этой части ортзанда и пересыхание толща над ортзандом, что привело к формированию иллювиально-гумусового горизонта Bh. Более слабая цементированность и меньший объемный вес верхней части ортзанда в разрезе 7—75 создают ее меньшую относительную водонепроницаемость для выходящего передвижения раствора. Материальный отток вещества из разреза 7—75, по-видимому, осуществляется более свободно, чем из разреза 9—75. По направлению к более верхней части ортзанда постепенно опускается, цементация его верхней части исчезает, мощность подложного горизонта вновь увеличивается (см. рис. 5). Можно полагать, что эти различия условий формирования разрезов 9—75 и 7—75 объясняют различие надортзандовых иллювиальных горизонтов в их профилях.

Мощность и характер органогенных горизонтов обоих профилей отвечают общей морфологической структуре. Подтеки неслучайно горюхи, а степень восстановления их после дожаров различна. Поэтому в научных целях о потенциальной возможности органогенной аккумуляции можно судить только по характеру выщелачивания дождями. Присутствие в нем сферических и/или, некоторых олигомерных кулестриков (батулины, кассандры и др.) свидетельствует о том, что естественная коагуляция органогенных горизонтов должна быть здесь значительной, а степень их разложения — невысокой. В данных на горючих лесях мы встретили ортзандовые подзолы с торфянистыми горизонтами мощностью до 20 см; аналогичные цифры (15—20 см) приводятся в литературе (Wang et al., 1978).

Перейдем к рассмотрению спадатических данных. Верхняя часть обоих разрезов, размещающаяся в однородной пестрой толще, содержит значительное количество клеевой фракции. Ее максимум приурочен к надортзандовым горизонтам: в разрезе 9—75 — к горизонту Bh, в разрезе 7—75 — к горизонтам A2g1h и B1g1. В ортзанде количество ила уменьшается, особенно заметно в его средней части, в нижней толще оно несколько возрастает (табл. 27 и 28). Таким образом, в основной цементированной зоне ортзанда не обнаруживается повышенного количества ила, что было отмечено и для амбула ортзанда в разрезе 8—75.

Увеличение содержания ила, а также гумуса в надортзандовых иллювиальных горизонтах значительно повышает их емкость подложения. Максимумы ила связаны скорее всего с осаждением в иллювиальных горизонтах органических соединений и гидроксидов железа и алюминия (Тонконоз, 1972). Содержащие гумус в горизонтах A2g1 и A2g1h остаются примерно тем же, что и в аналогичных горизонтах глеевого подзола с глубоким ортзандом (см. табл. 23). В то же время аккумуляция гумуса в

Таблица 27 Механический состав гранитового подзола\*, %. Разрез 9—73

| Горизонт | Глубина,<br>см | Грануло-<br>метрич.<br>состав,<br>мг/г, % | Размер частиц, мм |           |           |            |             |        |        |
|----------|----------------|-------------------------------------------|-------------------|-----------|-----------|------------|-------------|--------|--------|
|          |                |                                           | 1—0,25            | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 | <0,001 |
| A2gl     | 5—20           | 0,05                                      | 50                | 58        | 2         | 0          | 0           | 1      | 1      |
| A2gfh    | 20—35          | 0,43                                      | 40                | 48        | 4         | 1          | 3           | 4      | 8      |
| Bt       | 35—40          | 2,08                                      | 38                | 52        | 2         | 3          | 1           | 8      | 9      |
| Ct1      | 40—60          | 1,57                                      | 36                | 51        | 6         | 1          | 4           | 5      | 7      |
| Ct2      | 60—80          | 1,44                                      | 35                | 55        | 1         | 3          | 3           | 3      | 6      |
| Ct3(D1)  | 80—100         | 2,95                                      | 10                | 63        | 20        | 2          | 1           | 4      | 7      |
| D2g      | 100—115        | 1,84                                      | 1                 | 41        | 48        | 3          | 5           | 7      | 15     |
| D3g      | 115—150        | 0,21                                      | 30                | 68        | 1         | 0          | 1           | 2      | 3      |

\* Анализ Н. П. Ходасова.

Таблица 28 Механический состав гранитового подзола\*, %. Разрез 7—75

| Горизонт | Глубина,<br>см | Грануло-<br>метрич.<br>состав,<br>мг/г, % | Размер частиц, мм |           |           |            |             |        |        |
|----------|----------------|-------------------------------------------|-------------------|-----------|-----------|------------|-------------|--------|--------|
|          |                |                                           | 1—0,25            | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 | <0,001 |
| A2gl     | 10—28          | 0,28                                      | 30                | 60        | 3         | 0          | 0           | 2      | 2      |
| A2gfh    | 28—33          | 0,31                                      | 27                | 65        | 5         | 0          | 1           | 7      | 8      |
| Btg      | 33—43          | 2,03                                      | 36                | 52        | 4         | 0          | 2           | 6      | 8      |
| Ct1      | 43—52          | 1,77                                      | 30                | 60        | 3         | 1          | 2           | 6      | 7      |
| Ct2      | 52—60          | 1,16                                      | 25                | 59        | 1         | 1          | 2           | 2      | 5      |
|          | 60—85          | 2,07                                      | 27                | 58        | 0         | 2          | 2           | 4      | 7      |
| Ct3(D1)  | 85—103         | 2,60                                      | 1                 | 42        | 39        | 5          | 1           | 0      | 15     |
| D2g      | 103—120        | 0,70                                      | 15                | 64        | 23        | 1          | 2           | 5      | 8      |

\* Анализ Н. П. Ходасова.

кислородных горизонтах Bt и Bt возрастает более чем вдвое.

По составу элементарных горизонтов A2gl в обоих разрезах сходен с горизонтом A2 лесного подзола с глубоким кристаллом. Горизонт A2gfh имеет признаки почвокарбонизации по распределению clay, гумуса, валовых и оксидаторсодержания  $R_2O_3$ . Этот горизонт развивается по нижней, менее обедненной части подзолистого горизонта. Поэтому в разрезе 9—73 увеличение содержания валового  $Fe_2O_3$  обусловлено преимущественно свинцовыми ферментами, а в разрезе 7—75 как силикатными, так и окристаллизационными. В целом по химическому составу горизонты A2gfh в обоих разрезах сходны; в разрезе 7—75 наблюдается только большее содержание окристаллизованных оксидов железа (табл. 29 и 30).

Таблица 29 Составная органолептическая \* Репер 7-75

| Органические | Группы  | pH       |      | Концентрация мг/мл. на 100 г |     |     | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |                                        | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % |                           | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |                          | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |      |
|--------------|---------|----------|------|------------------------------|-----|-----|-----------------------------------------------------------------|----------------------------------------|------------------------------------|---------------------------|-----------------------------------------------------------------|--------------------------|--------------------------------|------|
|              |         | вещества | г/мл | Ca                           | Mg  | Na  | на Тару                                                         | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> по Тару | окислительная способность          | окислительная способность | вещества                                                        | % от заданных соединений | вещества                       | г/мл |
|              |         |          |      |                              |     |     |                                                                 |                                        |                                    |                           |                                                                 |                          |                                |      |
| O2           | 7-10    | 4,2      | 3,2  | -                            | 9,4 | 6,3 | 20,0                                                            | 36,7                                   | -                                  | -                         | -                                                               | -                        | -                              | -    |
| A2gl         | 10-28   | 5,2      | 3,8  | 0,2                          | 0,0 | 0,4 | 0,0                                                             | 0,10                                   | 0,02                               | 0,11                      | 0,15                                                            | 0                        | 0                              | 15   |
| A2gh         | 28-39   | 5,2      | 4,4  | 0,6                          | 0,2 | 0,2 | 2,4                                                             | 2,7                                    | 0,15                               | 0,11                      | 0,27                                                            | 7                        | 10                             | 28   |
| Bfgl         | 33-43   | 5,7      | 5,0  | 1,5                          | 0,4 | 0,2 | 0,8                                                             | 1,1                                    | 0,53                               | 0,70                      | 1,40                                                            | 12                       | 26                             | 36   |
| Ortl         | 43-54   | 6,4      | 4,8  | 2,2                          | 0,2 | 0,2 | 1,7                                                             | 3,0                                    | 1,00                               | 0,74                      | 0,98                                                            | 1,24                     | 26                             | 32   |
| Ors          | 53-80   | 5,8      | 4,0  | 1,8                          | 0,1 | 0,3 | 3,0                                                             | 7,4                                    | 0,50                               | 0,22                      | 0,10                                                            | 0,08                     | 30                             | 41   |
| Ors          | 80-85   | 5,4      | 4,8  | 2,7                          | 0,4 | 0,4 | 3,7                                                             | 7,0                                    | 0,83                               | 0,54                      | 0,70                                                            | 0,16                     | 40                             | 42   |
| Ors(D)       | 95-100  | 5,3      | 4,3  | 2,3                          | 0,1 | 0   | 4,0                                                             | 4,7                                    | 0,90                               | 0,90                      | 0,80                                                            | 0,17                     | 23                             | 6    |
| Ors          | 108-120 | 5,5      | 4,4  | 0,6                          | 0,4 | 0,3 | 1,7                                                             | 2,1                                    | 0,26                               | 0,15                      | 0,53                                                            | 0,13                     | 41                             | 40   |

Составил Л. К. Заварзинский.

Таблица 30. Свойства иридиевого катализатора, Вспрех 9-75

| Топливный элемент                  | Размер, мм | Теплохимические свойства, в % от ИСВ - 3000 |      |      |       | pH      |        | % влаги |        | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , PbO <sub>2</sub> и др. примеси |           | FeO <sub>4</sub> , % |         | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - FeO <sub>4</sub> |        | Fe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> |           |
|------------------------------------|------------|---------------------------------------------|------|------|-------|---------|--------|---------|--------|--------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|----------------------|---------|---------------------------------------------------|--------|--------------------------------|-----------|
|                                    |            | Ca+T                                        | Mg+T | H+T  | сумма | кислоты | щелочи | всего   | в воде | в масле                                                                                          | в воздухе | в воде               | в масле | в воздухе                                         | в воде | в масле                        | в воздухе |
|                                    |            |                                             |      |      |       |         |        |         |        |                                                                                                  |           |                      |         |                                                   |        |                                |           |
|                                    |            |                                             |      |      |       |         |        |         |        |                                                                                                  |           |                      |         |                                                   |        |                                |           |
| Al                                 | 0-5        | 10,5                                        | 7,1  | 20,8 | 87,0  | —       | —      | —       | —      | —                                                                                                | —         | —                    | —       | —                                                 | —      | —                              | —         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 5-20       | 0,9                                         | 0,7  | 0,0  | 0,1   | 0,00    | 0,00   | 0,00    | 0,00   | 0,00                                                                                             | 0,00      | 0,00                 | 0,00    | 0,00                                              | 0,00   | 0,00                           | 0,00      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -L  | 20-35      | 0,1                                         | 0,2  | 2,1  | 2,7   | 0,10    | 0,00   | 0,00    | 0,00   | 0,00                                                                                             | 0,00      | 0,00                 | 0,00    | 0,00                                              | 0,00   | 0,00                           | 0,00      |
| Fe                                 | 35-40      | 0,1                                         | 0,4  | 3,4  | 3,5   | 0,05    | 0,15   | 0,15    | 0,15   | 0,15                                                                                             | 0,15      | 0,15                 | 0,15    | 0,15                                              | 0,15   | 0,15                           | 0,15      |
| Cr                                 | 40-60      | 0,1                                         | 0,3  | 3,0  | 3,2   | 0,05    | 0,47   | 0,80    | 0,35   | 0,35                                                                                             | 0,35      | 0,35                 | 0,35    | 0,35                                              | 0,35   | 0,35                           | 0,35      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 60-80      | 0,1                                         | 0,2  | 0,9  | 1,2   | 0,05    | 0,37   | 0,57    | 0,30   | 0,30                                                                                             | 0,30      | 0,30                 | 0,30    | 0,30                                              | 0,30   | 0,30                           | 0,30      |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (D) | 80-100     | 0,1                                         | 0,2  | 2,2  | 2,5   | 1,30    | 1,38   | 1,18    | 0,04   | 0,04                                                                                             | 0,04      | 0,04                 | 0,04    | 0,04                                              | 0,04   | 0,04                           | 0,04      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 100-115    | 0,2                                         | 0,1  | 4,5  | 4,8   | 0,05    | 0,20   | 0,38    | 0,30   | 0,30                                                                                             | 0,30      | 0,30                 | 0,30    | 0,30                                              | 0,30   | 0,30                           | 0,30      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 115-170    | 0,1                                         | 0,1  | 0,2  | 0,4   | 0,05    | 0,08   | 0,10    | 0,05   | 0,05                                                                                             | 0,05      | 0,05                 | 0,05    | 0,05                                              | 0,05   | 0,05                           | 0,05      |

\* АНАЛИТИЧЕСКИЙ ЦЕНТР ВОЗДУШНОГО ТРАНСПОРТА

Таблица 31 Выводный состав ортзанового подзола, % на прокладочную почву\*, Разрез 9—76

| Горизонты | Глубина, см | Плотность при 20°С, г/см³ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | Сумма  |
|-----------|-------------|---------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------------------|-------------------|--------|
| АО        | 0—5         | 0,58                      | 93,39            | 2,56                           | 0,55                           | 0,28 | 1,02 | 0,27             | 0,53              | 98,54  |
| A2gl      | 7—26        | 0,35                      | 98,54            | 0,30                           | 0,07                           | 0,09 | 0,04 | 0,05             | 0,26              | 100,29 |
| A2gllb    | 20—35       | 1,87                      | 97,09            | 2,17                           | 0,31                           | 0,32 | 0,08 | 0,07             | 0,56              | 100,51 |
| Bh        | 35—40       | 5,20                      | 95,15            | 2,97                           | 0,50                           | 0,19 | 0,01 | 0,33             | 0,39              | 99,94  |
| Ос11      | 40—60       | 4,57                      | 94,36            | 3,02                           | 1,88                           | 0,20 | 0,12 | 0,20             | 1,52              | 100,68 |
| Ос12      | 60—80       | 2,28                      | 90,86            | 1,57                           | 0,87                           | 0,10 | 0,03 | 0,03             | 0,27              | 99,75  |
| Ос13(О1)  | 80—100      | 6,03                      | 96,57            | 8,78                           | 2,57                           | 0,48 | 0,56 | 0,38             | 1,31              | 106,78 |
| О2g       | 100—115     | 6,08                      | 90,65            | 12,59                          | 3,04                           | 0,82 | 0,01 | 1,10             | 2,01              | 104,12 |
| О3g       | 115—170     | 0,63                      | 87,22            | 1,93                           | 0,59                           | 0,11 | 0,13 | 0,16             | 5,37              | 100,51 |

\* Анализирован Т. А. Босовайди.

Таблица 32 Выводный состав ортзанового подзола, % на прокладочную почву\*, Разрез 7—76

| Горизонты | Глубина, см | Плотность при 20°С, г/см³ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | Сумма  |
|-----------|-------------|---------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------------------|-------------------|--------|
| О2        | 0—10        | 75,36                     | 87,81            | 5,05                           | 1,46                           | 0,50 | 1,30 | 0,53             | 1,45              | 98,18  |
| A2gl      | 10—28       | 6,39                      | 97,87            | 0,82                           | 0,13                           | 0,12 | 0,04 | 0,05             | 0,38              | 99,57  |
| A2gllb    | 20—33       | 2,03                      | 97,09            | 2,17                           | 0,42                           | 0,20 | 0,07 | 0,26             | 0,45              | 100,26 |
| B1gl      | 33—43       | 5,80                      | 93,98            | 4,63                           | 1,02                           | 0,17 | 0,15 | 0,10             | 0,30              | 100,03 |
| Ос11      | 43—56       | 5,67                      | 95,89            | 3,18                           | 1,22                           | 0,15 | 0,08 | 0,16             | 0,52              | 100,00 |
| Ос12      | 56—80       | 4,01                      | 95,80            | 1,99                           | 0,70                           | 0,13 | 0,10 | 0,20             | 0,59              | 99,43  |
|           | 80—95       | 7,05                      | 92,64            | 4,53                           | 1,56                           | 0,35 | 0,29 | 0,17             | 0,87              | 100,18 |
| Ос13(О1)  | 95—103      | 7,69                      | 90,95            | 10,75                          | 2,90                           | 0,73 | 0,34 | 0,35             | 1,81              | 98,76  |
| О2g       | 103—120     | 3,23                      | 88,51            | 8,28                           | 1,54                           | 0,35 | 0,32 | 0,34             | 1,27              | 96,01  |

\* Анализирован Т. А. Босовайди.

Горизонты Bh и Bf значительно различаются по морфологии, что отражает их различия по химическому составу. Горизонт Bh объединяет по сравнению с горизонтами Bf CaO, K<sub>2</sub>O, R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и обогащен SiO<sub>2</sub>. На этом фоне развития хорошо выражены морфологические проявления гумусовых аккумуляций. Минеральная масса горизонта Bh близка по составу к таковой горизонта B1ng1 в разрезе 6—75 лесоватого подзола. Горизонт Bf в разрезе 7—75 ближе по химическому составу к горизонту Bf подзола с глубоким ортзаном (табл. 31 и 32).

По андиному, сходства и различия верхних иллювиальных горизонтов четырех профилей не случайны. Можно предположить,

что в процессе роста ортзанда в направлении суходола и дневной поверхности почва разрезов 9—75 могла пройти стадию глееватого подзола аналогично почве разреза 6—7а, характеризующуюся очень сильным элювированием веществ с преобладающей частью профиля; отметим также, что и мощность их соответственной элювиальной толщ близка (28 и 26 см). В то же время предшествующая стадия развития разреза 7—75 (до формирования в нем ортзанда), несомненно, была схожа с подзолом с глубоким ортзандом (разрез 8—75).

По содержанию в рассматриваемых элювиальных горизонтах окислительного железа можно косвенно судить о степени разрушенности их минеральной массы. Она примерно одинакова во всех профилях трещинкумулятивного гидроморфного сектора катены. Различия в содержании валового  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  определяются только присутствием железа. Так, общее увеличение железа в горизонте В1 разреза 7—75 связано с увеличением содержания как аморфных, так и окристаллизованных форм его, чем обусловлена яркая железистая окраска горизонта. В горизонте Вh разреза 9—75 носителями железа значительно меньше, а свободных окислов алюминия больше, что наряду с значительным содержанием гумуса создает в этом горизонте типичную иллювиально-гумусовую морфологию. По содержанию окислительного железа горизонт В1 имеет более аккумулятивный характер, чем горизонт Вh, точнее, последний является более «трактуемым».

Перейдем к рассмотрению химического состава ортзанда. Обращает на себя внимание его трехслойное строение по содержанию основных цементующих компонентов — гидроксидов окислов и гумуса. Верхняя часть ортзанда заметно обогащена  $\text{R}_2\text{O}_3$ , а средняя сильно обеднена ими; при этом содержание гумуса остается почти одинаковым. Нижняя часть ортзанда вновь имеет аккумулятивный характер сравнительно с его средней толщей, причем это обнаруживается и в пределах однородного яруса (разрез 7—75, 85—93 см). Максимальное содержание гумуса характерно для нижней части ортзанда.

По общему содержанию  $\text{R}_2\text{O}_3$  средняя часть ортзанда аналогична горизонту В1г1 подзола с глубоким ортзандом, залегающему на той же глубине от дневной поверхности; они различаются только содержанием гумуса и аморфного  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Это позволяет предположить, что верхняя часть ортзанда сформировалась главным образом за счет вещества горизонтов В1 подзола, а нижняя часть является преимущественно гидротелью.

По видимому, у такого образования, как ортзанд, формирующегося при близком залегании почвенно-грунтовых вод и одновременно в зоне активного нисходящего и латерального переноса  $\text{R}_2\text{O}_3$  и гумуса, выносимых из почвенного профиля и фиксируемых в его пределах, невозможно выделить части чисто гидротельного и чисто иллювиального генезиса. Можно говорить только о преобладании в отдельных его частях первого или второго пути аккумуляции.

Попытаемся выявить отличия верхней части ортозида по химическому составу от лежащих выше палеовулканических горизонтов В1 и Вн. В красной зоне ортозида (разрез 9—75) эта верхняя часть по сравнению с горизонтом Вн обогащена окислами  $R_2O_3$ ; содержит гумус и пиллоиды. Увеличение общего содержания железа обусловлено главным образом его аморфными формами, а содержание алюминия — как аморфными, так и силикатными формами. В средней цементированной зоне ортозида (разрез 7—75) эта верхняя часть характеризуется уменьшением общего содержания  $R_2O_3$  и одновременно заметным возрастанием количества гумуса по сравнению с горизонтом В1. Наблюдается снижение количества аморфного и силикатного железа и относительное увеличение его кристаллизационных форм. Наряду с уменьшением валового  $Al_2O_3$  увеличивается количество аморфного  $Al_2O_3$ , что, очевидно, связано с гумусом.

Следует отметить, что верхняя часть ортозида в обоих разрезах не только отличается от лежащих на ней палеовулканических горизонтов, но и различается между собой. Это, по-видимому, объясняется различием проходивших над ней стадий. Нет оснований предполагать, что верхняя часть ортозида в разрезе 9—75 была моложе и пока активно растущая, а в разрезе 7—75 была старая и, по-видимому, вступившая в стадию разрушения под влиянием преобладающих восстановительных условий. Это, возможно, и объясняется ослаблением цементации верхней части ортозида в разрезе 7—75, меньшее содержание в ней валовых  $R_2O_3$  и, в частности, аморфного железа при относительном увеличении его кристаллизационных форм (хотя малое осуществляется медленно).

В то же время при сравнении химического состава аналогичных зон глубже зон ортозида и разных разрезах нельзя забывать и о том, что ортозид различается по фону исходя из разных профилей катона и поэтому исходный химический состав верхней, средней и нижней зон на всем горизонтальном протяжении ортозида может быть различным.

Средняя зона ортозида в разрезах 9—75 и 7—75 примерно сходна по содержанию валовых  $R_2O_3$  и гумуса. Отличается от себя наличием в ней отсутствия силикатного железа в этой части ортозида в разрезе 9—75: здесь же железо представлено оксидокристаллическими формами, при преобладании аморфных. Частичное разрушение железосодержащих минералов пород в этой зоне можно объяснить близостью антоцитического каптана и диспальми-селевых магматических пород и предшествующие стадии развития этого профиля. Почти аналогичное минимальное содержание аморфного железа было отмечено выше, в горизонте В2(нг) (фон) лавового подвала, также имеющего признаки активного алюминирования над литологическим контактом. В целом средняя зона ортозида в разрезе 9—75 содержит значительно больше оксидокристаллического железа, чем та же зона в разрезе 7—75. По количеству аморфных оксидов алюминия они сходны.

Таблица 33 Содержание основных цементующих компонентов в нижнем горизонте ортанда по его горизонтальному простиранию, атт.км. % на проекционную линию

| № разрезов                                    | Горизонт | Глубина, см | Дистанция от поверхности, м | Гумус, % | Азотистый, % | FeO            |                |
|-----------------------------------------------|----------|-------------|-----------------------------|----------|--------------|----------------|----------------|
|                                               |          |             |                             |          |              | кислотостойкий | с растворимыми |
| 7—75                                          | Орт 3    | 95—103      | C2                          | 3,1      | 0,14         | 0,46           | 0,17           |
| 9—75                                          | Орт 3    | 80—100      | Г2                          | 3,1      | 1,40         | 0,50           | 0,04           |
| 8—75                                          | Орт 3    | 95—103      | Г2                          | 3,3      | 0,76         | 0,38           | 0,23           |
| Фрагмент ортанда между разрезами II—75 и 8—75 |          | 100—110     | Г2                          | 0,8      | 0,10         | 0,70           | 0              |

Нижние горизонты ортанда (Орт 3) в разрезах 9—75 и 7—75 сложены литологически разными слоями (в первом случае — песок, во втором — глина), поэтому составление их невозможно. Следует отметить только, что по содержанию гумуса они близки (табл. 33).

Горизонт Орт 3 в разрезе 9—75 и выступ ортанда в разрезе 8—75 на глубинах 95—105 см образованы одним и тем же слоем песка. Поскольку первый представляется более ранним по времени образования, чем второй, и, по-видимому, активно растущим, их сопоставление вызывает нахождение слоев (в процессе) во времени в той зоне ортанда, которая находится под преобладающим влиянием гидротенной аккумуляции. Полученные данные показывают, что по содержанию валовых  $R_2O_3$  они сходны, но горизонт Орт 3 разреза 9—75, как более продвинутой стадия гидротенной аккумуляции, отличается значительно большим содержанием гумуса и кислых  $R_2O_3$ . Конечно это свидетельствует о том, что выступ ортанда, по-видимому, еще вполне эволюционирует и в процессе дальнейшего развития (роста вверх и в сторону суходола) будет обогащаться основными цементующими компонентами.

Можно распространить это предположение и на фрагмент ортанда, формирующийся в той же песчаной слое между разрезами 8—75 и 6—75. В нем еще меньше гумуса и кислых  $R_2O_3$ , чем в выступе ортанда, т. е. судя по степени аккумуляции основных цементующих компонентов, этот фрагмент представляет собой незабразованное еще более молодое, чем выступ ортанда.

Интересно проанализировать химический состав основных горизонтов под ортандом в разрезах 8—75 и 9—75. Они представлены супесчаными слоями (во втором разрезе — по гранулометрич.). Тот же слой развит и в разрезе 7—75, но он совсем ровный, а ниже располагается песчаная прослойка. В разрезе

Таблица 34 Содержание основных цементующих компонентов в подортландовых горизонтах и некоторых смешанных с ними горизонтах и псевдообразованных

| И.<br>разреза | Горизонт       | Таблица, см              | Линей-<br>ная<br>скорость,<br>см/ч | Скорость,<br>% | $MgO$ ,<br>эквивалент | $Fe_2O_3$ |               |
|---------------|----------------|--------------------------|------------------------------------|----------------|-----------------------|-----------|---------------|
|               |                |                          |                                    |                |                       | активный  | окислительный |
|               |                |                          |                                    |                |                       |           |               |
| 6—75          | D4g/<br>B3fgrl | 100—120                  | C2                                 | 0,3            | 0,43                  | 0,12      | 0,17          |
|               |                | 68—100                   |                                    |                |                       |           |               |
|               |                | цементированный<br>кварц |                                    |                |                       |           |               |
| 8—75          | D8g            | 108—114                  | P1                                 | 0,4            | 0,37                  | 0,14      | 0,08          |
|               |                | 106—115                  | P1                                 | 0,2            | 0,20                  | 0,16      | 0,14          |
|               |                | псевдофибра              | C3                                 | 1,0            | 2,62                  | 0,25      | 0,39          |
| 9—75          | O2g            | 106—115                  | C2                                 | 1,2            | 0,64                  | 0,18      | 0,26          |
| 7—75          | OrlB           | 95—100                   | C3                                 | 0,3            | 0,24                  | 0,38      | 0,17          |

6—75 кот ортланда, существующая прослойка огледела и находится в сфере сильного влияния почвенно-грунтовых вод.

Полученные данные показывают, что в существующем слое в ряду разрезов 9—75, 8—75 и 6—75 происходит постепенное уменьшение содержания основных цементующих компонентов: гумуса и аммонийных  $R_2O_3$ . Но во всем этом ряду их количество остается достаточно высоким. Даже в слое разреза 6—75 их почти столько же, сколько в цементированных псевдообразованных этого же разреза, в цементированных литях и псевдофибре горизонта B3fgrl. Это свидетельствует о том, что подортландовый горизонт и его продолжение в сторону гумусов «подортландовый» к цементации.

В разрезе 7—75 образование ортланда протекает таким образом, что существующий слой оказывается цементированным. По сравнению с псевдофиброй подортландовой сутелью в разрезах 9—75 и 8—75 он значительно обогащен гумусом и аммонийными  $R_2O_3$  (табл. 34).

По объему-весовому содержанию веществ в ортландо-аккумулятивном горизонте ортландовых подзолов по сравнению с породой является значительная аккумуляция гумуса и потеря всех окислов. Это же отмечается для подобных горизонтов всех изученных разрезов катены.

В горизонте AO разреза 8—75 наблюдается значительное обогащение кремнеземом: по индиксному, это связано с избытком образца под курной олиготрофной кустарниковой и обратных хвой, отпад которых, как известно, обогащен кремнеземом. Горизонты A2gl по сравнению с породой в общем также характеризуются потерей всех окислов; некоторые колебания в ту или иную сторону отмечаются только для  $MgO$  и  $TiO_2$ . По сравнению с аналогичным горизонтом разреза 5—75 единица объема горизонта A2gl ортландовых подзолов все-таки оказывается аккумуля-

Таблица 35. Содержание окислов и глина в ортандовом подполе\*. Разрез 9—75

| Горизонт | Глубина, см | Объемная доля, % | Глина | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | CaO   | MgO   | K <sub>2</sub> O |
|----------|-------------|------------------|-------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------|-------|------------------|
| A0       | 0—5         | 0,34             | 4,54  | 24,85            | 0,07                           | 0,42                           | 0,005            | 0,02  | 0,01  | 0,02             |
| A2gl     | 5—20        | 1,53             | 0,61  | 45,22            | 0,05                           | 0,01                           | 0,014            | 0,001 | 0,01  | 0,04             |
| A2glt    | 20—35       | 1,46             | 0,29  | 41,47            | 0,32                           | 0,01                           | 0,032            | 0,01  | 0,01  | 0,08             |
| Bt       | 35—40       | 1,31             | 0,23  | 42,46            | 0,38                           | 0,41                           | 0,025            | 0,01  | 0,03  | 0,03             |
| Or1      | 40—60       | 1,33             | 0,24  | 44,43            | 0,60                           | 0,21                           | 0,031            | 0,01  | 0,03  | 0,08             |
| Or2      | 60—80       | 1,50             | 0,27  | 45,40            | 0,28                           | 0,15                           | 0,016            | 0,001 | 0,034 | 0,01             |
| Or3(D1)  | 80—100      | 1,59             | 0,51  | 43,78            | 1,40                           | 0,41                           | 0,080            | 0,09  | 0,09  | 0,24             |
| B2g      | 100—115     | 1,39             | 0,16  | 41,13            | 1,74                           | 0,42                           | 0,116            | 0,42  | 0,14  | 0,28             |
| D3g      | 115—170     | 1,53             | 0,61  | 44,87            | 0,29                           | 0,01                           | 0,020            | 0,01  | 0,03  | 0,09             |
| *Среднее |             | 1,73             | 0,007 | 46,91            | 0,28                           | 0,06                           | 0,017            | 0,02  | 0,03  | 0,08             |

\* Размеры в см. по табл. 33.

Таблица 36. Содержание окислов и глина в ортандовом подполе\*. Разрез 7—75

| Горизонт | Глубина, см | Объемная доля, % | Глина | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | CaO   | MgO   | K <sub>2</sub> O |
|----------|-------------|------------------|-------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------|-------|------------------|
| U2       | 0—10        | 0,034            | 0,27  | 0,79             | 0,04                           | 0,01                           | 0,004            | 0,01  | 0,007 | 0,01             |
| A2gl     | 10—28       | 1,51             | 0,03  | 44,79            | 0,12                           | 0,02                           | 0,017            | 0,000 | 0,02  | 0,01             |
| A2glt    | 28—35       | 1,40             | 0,10  | 44,26            | 0,32                           | 0,09                           | 0,029            | 0,01  | 0,01  | 0,07             |
| B1gl     | 35—43       | 1,31             | 0,30  | 42,23            | 0,61                           | 0,21                           | 0,023            | 0,02  | 0,01  | 0,07             |
| Or1      | 43—58       | 1,41             | 0,31  | 43,28            | 0,45                           | 0,17                           | 0,021            | 0,01  | 0,01  | 0,06             |
| Or2      | 58—80       | 1,50             | 0,29  | 45,23            | 0,32                           | 0,11                           | 0,021            | 0,02  | 0,03  | 0,08             |
|          | 80—85       | 1,50             | 0,42  | 44,72            | 0,72                           | 0,22                           | 0,040            | 0,05  | 0,04  | 0,14             |
| Or3(D1)  | 95—103      | 1,36             | 0,44  | 40,83            | 1,44                           | 0,39                           | 0,069            | 0,24  | 0,11  | 0,24             |
| B2g      | 103—120     | 1,53             | 0,09  | 43,30            | 1,31                           | 0,30                           | 0,050            | 0,01  | 0,05  | 0,19             |
| *Среднее |             | 1,71             | 0,007 | 46,81            | 0,28                           | 0,05                           | 0,017            | 0,02  | 0,03  | 0,08             |

\* Размеры в см. по табл. 33.

лации\* в отношении SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO. Горизонт A2gl в разрезе 7—75 по сравнению с разрезом 8—75 содержит столько же Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а глина — гораздо больше. Эту горизонтальную дифференциацию химического состава горизонта A2gl можно объяснить только характером латеральной миграции и подпертой латеральной миграции, а в целом — расположением ортандовых подполей в зоне геохимического барьера (табл. 35 и 36).

Идентичные горизонты Bt и Bf по сравнению с породой терают кремнезем и аккумулятивны по отношению к Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>.

присоединения  $R_2O_3$  в разрезе 7—75 значительно превышает аккумуляцию их в разрезе 9—75. Горизонты Вb разреза 9—75 оказываются ближе горизонта Вf по объемно-весовому содержанию  $CaO$  и  $K_2O$ . По сравнению с горизонтами Вf разреза 8—75 оба горизонта отличаются повышенной концентрацией гумуса и значительным обеднением горизонта Вb лагулярными окислами.

Горизонты Or1 отличаются от породы потерей кремнезема и значительной аккумуляцией  $R_2O_3$ ,  $TiO_2$  и гумуса. Количество рудных горизонтов Or1 2 по составу велико. В них наблюдается потеря кремнезема, аккумуляция  $Fe_2O_3$  и, конечно, накопление гумуса. По концентрации  $Al_2O_3$  горизонт Or1 2 в разрезе 9—75 близок к породе, а в разрезе 7—75 алюминия лишь несколько больше, чем в породе.

Таким образом, по объемно-весовому содержанию веществ, так же как и по морфологии и валовому составу, верхняя и средняя части ортазда, сформировавшиеся в однородной толще, различаются значительно. При этом верхняя часть, испытывающая, как можно предполагать, преимущественное влияние плывучивой (исходящей и материнской) аккумуляции, отличается гораздо большими концентрациями  $R_2O_3$ , чем средняя часть.

Нижняя часть ортазда (горизонты Or1 3) в отличие объемами содержит максимальные количества всех окислов (за исключением  $SiO_2$ ) и гумуса. Это объясняется как ее исходно более богатым хемико-минералогическим составом (другой литоморфической фазой), так и особенностями аккумулятивного процесса. Это тогда приводит к основным фазам гидротехно осаждающихся  $R_2O_3$  и гумуса. Этот процесс совершается с начала зарождения ортазда и, можно думать, продолжается и в настоящее время, когда верхняя и средняя части ортазда уже, по-видимому, исключены от дальнейшего обогащения продуктами вод.

Таким образом, в нижней части ортазда гидротехная аккумуляция  $R_2O_3$  и гумуса протекает как наиболее длительный во времени процесс. Кроме того, на более ранних стадиях формирования ортазда, когда он был еще глубоким и маломощным, его развитие протекало в сфере взаимодействия веществ, осаждающихся как из грунтовых, так и из почвенных растворов, приходящих сверху. Таким образом, на этой стадии развития нижняя часть ортазда получила, кроме гидротехных, и агрегатное количество накопленных из почвенного профиля полутвердых окислов и гумуса.

Распределение величин объемного веса по профилю ортаздовых толщ имеет в общем такое же, как и во всех предыдущих разрезах: она увеличивается с глубиной. При этом наблюдается некоторое увеличение горизонта A2g1 по сравнению с горизонтами Вb или Вf. В толще ортазда наибольший объемный вес характерен для средней и нижней частей ( $1,59 \text{ г/см}^3$ ); верхняя часть всегда характеризуется меньшей его величиной, независимо от степени деформации.

Объемный вес ортзанда приближается или может быть почти равен объемному весу породы, но не превышает его (Wang et al., 1976). Он может быть и выше, чем в изученной катете, особенно в случае развития из суспензий отложений (Зейделям, 1974).

Ортзандовые подзолы можно рассматривать как третью стадию эволюции подзолов изучаемой катеты. Но отличие по сравнению с предыдущей стадией следующее:

- сдвигание ЗПН активирования из подзолистого горизонта и профиля в целом; первое связано с подергистостью инвазивного тока веществ ортзандом и с усилением латеральной аккумуляции, второе — с усилением гидролизов и латеральной аккумуляции;

- резкое увеличение роли гумусовых веществ в процессах элюирования — палимпсипастия, формирование хорошо выраженных пачкистых гумусовых горизонтов Bh и A2glt;

- дальнейшее развитие ЗПН гидролизной, латеральной и палимпсипастной аккумуляции  $R_2O$  и гумуса; формирование мощного ортзанда в виде геокимического барьера; «оживление» тиниконтов A2 и B1 за счет роста ортзанда вверх и развитие палимпсипастных явлений по фону подзолистого горизонта;

- отрыв верхней толщ профиля от влияния почвенно-грунтовых вод; не исключено их затекание сбоку от бо. ст. по поверхности подзанда, но не снизу; основная «действующая» часть профиля развивается в условиях поверхностного переувлажнения и преобладающего восстановительного режима, создаваемого плетных ортзандами;

- в связи с этим резкое усиление кислых явлений в подортозандовой толще;

- появление ЗПН торфяникопления, что маркируется не только слабой разложённостью подстилок, но и активным развитием в патогенном покрове сфагновых мхов и олиготрофных кустикашек.

### Подзолы торфянистые с мягким ортзандом

Эти подзолы развиваются в гидроморфном секторе суперактивной части катеты при преобладании восстановительных условий и стоянии уровня болотных вод близко поверхности (на глубине 40–60 см). Изучение этого сектора катеты показало, что он обусловлен в основном основными фиксирующими компонентами —  $R_2O$  и гумусовых веществ — п аккумуляцией и гидролизом биурезоложившихся растительных остатков. Более точное название его «гидроморфный торфяно-элювиальный». Он приурочен к красной суходольной части верхнего болотного кустарничково-сфагтового яруса. Здесь был описан ряд почвенных разрезов по направлению со стороны яруса к его центральной части. Детальному описательскому изучению были подвер-

нут только один разрез (11—75), соответствующий нижнюю почву изучаемой вагены.

**Разрез 11—75.** Верховое лесное кустарничково-сфагновое болото, в 1,5 м от его границы. В поверхностном покрове подстилки сфагнума мощностью до 25 см, осколки кварцита, брусника, черника, брусничник, голубика, клюква. Сохранились отдельные куртины великих мхов и кладоний.

**От 0—16 см.** Вероятно-железистый, преимущественно зеленовато-желтоватый, рыхлый, на изломах стелющийся под сфагновым покровом кочкватный покров до 25 см, на нижней границе следы гари. Переход резкий.

**A2g 16—45 см.** Песок грязно-зелено-белесый, сырой, рыхлый. Переход очень неровный, в основании коричневый глянцевый и разводящийся вкось по мере погружения.

**B1 45—59 см.** Песок зелено-желто-коричневый с отщепками (1—5 см) черными неометаморфизированными фрагментами ортазида и изредка мелкой кварцита, очень мелкозернистый, мелко-мелкозернистый, при отщеплении крошится становится кучерявым и неометаморфизированным, зернышки среднезернистыми. Переход нечеткий.

**От 59—85 см.** Очень чистый белый мелкий ортазид не более 1—2 мм, зернышки — тонко-мелкозернистый, мелко-мелкозернистый, при отщеплении крошится становится кучерявым и неометаморфизированным, зернышки среднезернистыми. Переход нечеткий.

**От 85 (B1) 85—105 см.** Тонко-мелкозернистый, белесый (белый), сфагновый, довольно пористый сфагновый, зернышки не мелко-мелкозернистый, зернышки среднезернистыми. Переход нечеткий, перекопанный.

**От 105 (B1) 95—105 см.** Тонко-мелкозернистый, тонко-мелкозернистый, мелко-мелкозернистый, сфагновый, зернышки не мелко-мелкозернистый, зернышки среднезернистыми.

**B2g 105—130 см.** Песок ярко-желтый с включениями кварца, гальки, гальки.

Эта почва сформировалась на литологически трехслойной толще (табл. 37, см. рис. 6).

Совместившие морфологию профиля и ландшафтных условий совместно показывает их необходимость: в настоящее время почва антропогенного леса — ортазидный подстил — располагается в ландшафте уже сформированном на этом участке верхнего яруса. Залегание болотных подстилков поверхности, характер поверхностного покрова и лежащих торфяно-кочкватных свидетельствуют о трансформации ранее сформированного ортазидного подстила в торфянистый слой (болотную верхнюю торфянисто-кочкватную ленту).

Верхний ортазидный горизонт (B1) имеет торфянистый характер. Подстилаемый горизонт полностью омыт, но находится в условиях хорошего оттока воды по поверхности ортазида и сторону болот в периоды повышения уровня болотных вод. В связи с этим мощность горизонта A2g по сравнению с предыдущими разрезами заметно увеличивается. Это происходит за счет лежащего ниже горизонта B1. Таким образом, здесь осуществляется процесс, обратный тому, который происходил в лесных ортазидных подстилках (разрез 8—75 и 7—75); в них, как было показано, гумус-подстилка накапливалась развешиваясь по фону горизонта A2, формировался горизонт A2gB1 и в полном горизонте подстилки подстилалась и сжималась горизонт A2.

Таблица 37. Механический состав торфянистого подзола с пятном ортаидом\*. % Разрез 11-75

| Горизонт | Глубина, см        | Густота пористости, % | Размер частиц, мм |           |           |            |             |        |        |
|----------|--------------------|-----------------------|-------------------|-----------|-----------|------------|-------------|--------|--------|
|          |                    |                       | 1-0,25            | 0,25-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005-0,001 | <0,001 | <0,001 |
| A2g      | 44-58              | 0,09                  | 30                | 43        | 4         | 1          | 0           | 2      | 3      |
| RhOrtg   | 40-58              | 0,31                  | 39                | 52        | 3         | 1          | 0           | 5      | 6      |
| Or12     | 55-85,<br>фрагм.   | 1,17                  | 39                | 60        | 4         | 1          | 1           | 5      | 7      |
|          | 85-85,<br>этикетка | 1,50                  | 32                | 59        | 5         | 1          | 2           | 4      | 7      |
| Or3(B1)  | 85-105             | 2,40                  | 4                 | 42        | 40        | 1          | 0           | 7      | 14     |
| Or4(B1)  | 95-105             | 2,10                  | 4                 | 39        | 42        | 1          | 4           | 10     | 15     |
| D2g      | 105-125            | 1,47                  | 17                | 68        | 11        | 0          | 1           | 5      | 6      |

\* Лавренко С. И. Холмогоры.

В условиях болота вновь происходит опускание нижней границы горизонта A2 за счет стирания внешнего горизонта A2gRh и, наоборот, частично также горизонта B1 и B2, которые сравнительно легко «растворяются» в условиях проточного течения. Нижняя граница горизонта A2g практически доходит до декомпанированной поверхности ортаида; его разрушение происходит значительно медленнее, что и затрудняет дальнейшее опускание нижней границы горизонта A2g.

Поскольку горизонт RhOrtg в его морфологический облик отчетливо обнаруживает равномерность выказанных выше особенностей. Горизонт Rh уже нельзя считать как самостоятельный. В процессе его растворения он перемещается с размягчающейся верхней частью ортаида, и наиболее декомпанированные фрагменты последнего оказываются включенными в общую легко-торфянистую массу горизонта B1. Частично размягченной в этом профиле является и средняя часть ортаида (Or3). Следует подчеркнуть, что все эти трансформации верхней части профиля происходят благодаря действию поверхностных вод — атмосферных (в том числе латеральных) и стекающих вод, также поверхностных путем болотных вод.

Судя по морфологии минерального профиля торфянистого подзола, его нижняя часть (горизонты Or3 и Or4), наоборот, также подвергается разрушению под влиянием почвенно-грунтовых вод (спонсированные почвенными), но их влияние не столь активно, как поверхностных вод. Таким образом, морфология свидетельствует о том, что в новых экологических условиях профиль ортаидового подзола подвергается активной

Таблица 38 Мощность генетических горизонтов ортзанового подзола под торфяным слоем в суходольной части верхового болота

| Горизонт | Расстояние от границы горизонта до поверхности, м | СН    | А <sub>0</sub> g <sub>0</sub> g <sub>1</sub> | Горизонт В <sub>0</sub> (содержит ризомы растений) |                                              | Ортенг (содержит ризомы растений) |                                              | Общая мощность горизонта, см | Глубина залегания нижней границы от поверхности, см |
|----------|---------------------------------------------------|-------|----------------------------------------------|----------------------------------------------------|----------------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------------------|------------------------------|-----------------------------------------------------|
|          |                                                   |       |                                              | мощность                                           | глубина залегания от поверхности подзола, см | мощность                          | глубина залегания от поверхности подзола, см |                              |                                                     |
| 11—13    | 1,5                                               | 10—25 | 35                                           | 13                                                 | 33                                           | 37                                | 38                                           | 50                           | 85                                                  |
| 12—45    | 4                                                 | 36    | 30                                           | 10                                                 | 30                                           | 50                                | 40                                           | 60                           | 95                                                  |
| 12—75    | 6                                                 | 55    | 42                                           | 38                                                 | 42                                           | 7                                 | 2                                            | 2                            | 7                                                   |
| 13—115   | 9                                                 | 34    | 31                                           | 63                                                 | 34                                           | Отсутствует                       |                                              | 63                           | 96                                                  |
| 14—65    | 15                                                | 46    | 23                                           | 61                                                 | 32                                           | То же                             |                                              | 65                           | 97                                                  |
| 15—11    | 20                                                | 45    | 50                                           | 7                                                  | 45                                           | »                                 |                                              | 7                            | 7                                                   |
| 37—123   | В центре торфяника                                | 66    | 10                                           | 62                                                 | 10                                           | »                                 |                                              | 62                           | 72                                                  |

трансформации. Эволюционно-стабильный процесс начинает разрушать генетические горизонты, образовавшиеся в предшествующую стадию развития ортзанового подзола.

Для выяснения вопроса, как происходит дальнейшая трансформация ортзанового подзола в условиях развивающегося болотного ландшафта, каковы сохранность его профиля во времени и какие признаки сохраняются наиболее долго, были измерены генетические горизонты и отмечены их расстояния в погребенных под торфом подзолах в разных частях суходольной зоны торфяника 1. Увеличение расстояния между разрезом и границей болота одновременно означает и увеличение длительности погребения подзола под торфом. Об этом же в известной мере свидетельствует и мощность торфа, но этот признак не регистрируется однозначно, так как нарастание торфа происходит неравномерно на разных участках болота, а его большая мощность часто не означает большой возраст залежи и большую длительность погребения подзола под торфом.

Результаты этих измерений отражены в табл. 38, для сравнения с ней приведены также данные измерений погребенного подзола в торфянике 3, радиусы-средняя датировка возраста торфяного покрова — 6700 ± 100 лет (ИГАН-137).

Полученные данные показывают, что по мере развития болота и нарастания торфяной залежи мощность эволюционно-стабильного горизонта А<sub>0</sub>g<sub>0</sub>g<sub>1</sub> остается большой, возможно, даже несколько увеличивается на тех участках, где верхняя часть ортзанда

хотят подвергаться разрушению (разрезы 12—75 и 15—65). Одновременно происходит все большее замызгивание белесого факта горизонта коричнево-серо-бурыми пастообразными гумусом, фильтрующимся из торфяной залежки. По сути дела, горизонт А2г превращается в гумусистый С1h такого же типического профиля торфяного пласта. Со временем за счет этого происходит постепенное сокращение горизонта А2г. Наряду с этим наблюдается все более глубокое размытие орстанда; в 4 м от границы болота его цементированная часть еще фиксируется, при большем удалении цементация не обнаруживается.

Следует обратить внимание на стабильное положение верхней и нижней границ размытого орстанда на всем протяжении изученного 20-метрового участка; оно примерно совпадает с положением этих границ и цементированной части орстанда (разрезы 9—75 и 7—75). Верхняя граница — 30—49 см, нижняя — 85—98 см. Это означает, что заболачивание на этом участке по ряду основных условий: глубине залегания почвенно-грунтовой вод, соотношению поступающей, латеральной и подогретой аккумуляции — протекало почти так же, как сейчас на изучаемой котловине, представляющей лишь стрижок общего очень пологого склона 3 террасы к торфянику 1.

Судя по средней скорости карстования торфа на этом болоте — 0,3 см/год (см. выше), можно приблизительно предположить, когда началось заторфывание изученного 20-метрового отрезка суходольной части этого болота. Средняя мощность торфяной залежки достигает здесь примерно 45 см, т. е. заторфывание могло произойти около 1500 лет назад. Однако скорее всего эта датировка преувеличена, об этом можно судить, исходя из следующих соображений:

- на окружающих болот торф карстует сейчас большими темпами, чем на уже сформированном торфянике в центре болота;
- 45-сантиметровая толща торфа еще не уплотнена, после уплотнения общая ее мощность уменьшится.

Оба эти соображения приводят к тому, что заторфывание рассматриваемого суходольного отрезка торфяника 1, представлявшего собой однородного участка, примыкающий к крайнему плечу изучаемой котловины, произошло позже чем 1500 лет назад. Такой же расчет для разреза 11—75 позволяет предположить, что его заторфывание началось позже чем 750 лет назад. Сам процесс заболачивания, связанный с подтоком устьев почвенно-грунтовых вод, шелся на этом участке, конечно, гораздо раньше. Заторфывание — это уже последняя стадия заболачивания.

Возвращаясь к табл. 38, следует отметить, что на изученном участке максимальная мощность орстанда составляла 69 см, а максимальная приближенность его к поверхности — 30 см. В разрезах 9—75 и 7—75 первый показатель равен 60 см, второй — 34 см. Ранее на этом же участке в условиях заболачивания лес не был, болот орстанд мощностью 92 см, с положе-

шем верхней и нижней границ (от минеральной поверхности) соответственно на глубины 27 и 119 см (Караванца, 1975). Очевидно, что положение нижней границы определяется глубинной залегающим поллюти-грунтовыми вод. Более широко залегание в поверхности верхней границы орзанда по многим подлокам Слоницкого ареала косвенно указывает на возможность его роста вверх в изученной дачке. К такому выводу мы и пришли, основываясь на морфологико-химических данных этих разрезов.

Таким образом, выяснено, что при изуровнении подложки под слоем торфа морфология подложки и орзандового горизонта значительно возмущается, но тем не менее они отчетливо диагностируются по окраске, а их мощность в общем остается прежней, во всяком случае, ее трудно реконструировать.

Возможность реконструкции этих горизонтов в будущем сохраняется и через несколько тысяч лет после заторфования. Примером может служить погребенный подложки разрез 37-65, возраст которого, как уже указывалось, равен  $6700 \pm 100$  лет, т. е. является атиническим. Свидетельство, в тот период в средней тайге Западной Сибири на лесных породах и болотных грунтовых водах имело место те же Al-Fe-гуазуевое подзалие, что и в настоящее время. Отметим, что литературные данные подтверждают хорошую сохранность подзалия, погребенных под торфом и минеральном субстрате болот. в Финляндии описан такой фоссильный подложки под торфяной залежью мощностью 60 см, нижний слой торфа датирован  $2400 \pm 140$  лет (Lauhioinen, 1972). Подобные же данные имеются для Великобритании и Канады, но, к сожалению, эти объекты датировать не имеют.

Можно предполагать, что наиболее активная трансформация профиля подложки под торфом происходит на начальном этапе погребения, когда он еще находится в пределах активного горизонта биота ( $60-80$  см). В дальнейшем профиль подложки по мере нарастания торфа постепенно погружается в инертный горизонт биота, где, по-видимому, он и консервируется, так как оказывается в условиях крайне заторможенного водо- и теплообмена. Орзанд принадлежит к сфере трансформации раньше, чем горизонт A2, поэтому последний всегда более трансформирован. Можно предполагать, что хорошая и длительная сохранность некоторых пород (с четкой адзимально-позитивальной или иной дифференциацией профилей) и ландшафтах естественных болот открывает возможность для вполне обоснованных реконструкций погребенного покрова отдельных периодов послеледниковой истории: датировка таких объектов позволяет представить четкую хронологическую последовательность в эволюционных преобразованиях почвенного покрова на протяжении гольцена.

Вернемся к рассмотрению аналитических данных разрезов 11-75. Максимум пик в верхней однородной толще орзанда к надорзандовому и орзандовому (Or12) горизонтам, и он не

превышает его максимум в аналогичных горизонтах разрезов 9—75 и 7—75. Значительное содержание гумуса заметно повышает сыкость поглощения этих горизонтов. Горизонт A2g богатейшим количеством фульватного гумуса, в составе гумуса в горизонте O1 резко усиливает в сторону преобладания гуминовых кислот, что характерно для торфяноаккумулята. По общему содержанию  $Fe_2O_3$  горизонт A2g не отличается от аналогичного горизонта разреза 7—75, но содержит несколько больше  $Al_2O_3$ , по-видимому, за счет спланированных форм. Такая изертиость горизонта A2g в условиях болота связана с сильной разрушаемостью его минеральной массы. Но следует напомнить, что в этот горизонт, следовательно, был вынесен и горизонт A2g(h), его химических признаков не осталось.

Выявляется очень сильная трансформация химического состава подпочвенного-гумусового и верхнего ортаньдого горизонтов. Сравнение горизонта BhO1tg с горизонтом B1g разреза 7—75 показывает, что первый значительно обеднен окислами  $R_2O_3$  и обогащен  $SiO_2$ . Разница между ними по содержанию разных форм  $R_2O_3$  свидетельствует, что общий потеря железа горизонтом BhO1tg (—1,36%) почти целиком определяется потерей его несвязанных форм (—1,04%); потеря  $Al_2O_3$  лишь на 20%, связана с потерей акорфного глинизма. Таким образом, горизонт BhO1tg является эволюционным сравнительно с аналогичным горизонтом разреза 7—75, формирующегося еще в условиях заболоченного леса. Вместе с тем в BhO1tg продолжают входить гумусовые вещества.

Горизонт O12 разреза 11—75 также значительно обеднен  $R_2O_3$ , по сравнению с горизонтом O12 разреза 7—75 и обогащен гумусом; при этом «сплани» ортаньд почти сходен по содержанию  $R_2O_3$  с фазом горизонта O12 разреза 7—75 и также богаче гумусом, чем последний. Горизонт O13 очень близок по количеству  $R_2O_3$  и их форм к эволюционному горизонту разреза 7—75, что подтверждает и их морфологическое сходство. Только в самой нижней части ортаньда в разрезе 11—75 обнаруживается небольшая потеря  $R_2O_3$  и гумуса (табл. 35, 40 и 41).

Таким образом, морфологические наблюдения и химические данные хорошо укладываются. В настоящих болотных условиях профиль ортаньдого подзола подвергается сильной трансформации.

Изменение почвообразования можно рассмотреть как четвертую стадию заболачивания подзолов изучаемой кочки. Отличия этой стадии от предыдущей следующие:

— господство постоянных/временных глеевых условий во всей почвенной толще;

— дальнейшее развитие ЭПП торфяноаккумулята;

— резкое усиление ЭПП глеевого активирования  $R_2O_3$ , графитически из всей почвенной толщи; в связи с этим увеличение мощности стобянного горизонта, «растворение» горизонта A2g(h) и частично подпочвенного надортаньдого горизонта

Таблица 19. Свойства торфянистого розлива с малым оптимизмом. Р<sub>2</sub> р<sub>2</sub> 11-75

| Эксперимент | Вязкость, см    | Плотность, кг/м³ |     |     | Плотность, кг/м³ |     |      | Плотность, кг/м³ |      |      | Плотность, кг/м³ |      |      | Плотность, кг/м³ |      |     | Плотность, кг/м³ |     |     |    |
|-------------|-----------------|------------------|-----|-----|------------------|-----|------|------------------|------|------|------------------|------|------|------------------|------|-----|------------------|-----|-----|----|
|             |                 | 100              | 200 | 300 | 100              | 200 | 300  | 100              | 200  | 300  | 100              | 200  | 300  | 100              | 200  | 300 | 100              | 200 | 300 |    |
|             |                 |                  |     |     |                  |     |      |                  |      |      |                  |      |      |                  |      |     |                  |     |     |    |
| 01          | 0—15            | 4,4              | 3,9 | —   | 11,3             | 5,3 | 20,0 | 44,3             | —    | —    | —                | 0,18 | 0,10 | 0,12             | —    | —   | —                | —   | —   | —  |
| 02          | 10—45           | 5,8              | 3,7 | 0,2 | 0,4              | 0,2 | 0,3  | 0,3              | 0,05 | 0,05 | 0,02             | 0,08 | 0,13 | 0,08             | 0,12 | 2   | 8                | 3   | 3   | 3  |
| 03          | 45—78           | 4,7              | 3,4 | 1,6 | 0,2              | 0,3 | 3,7  | 4,1              | 0,05 | 0,05 | 0,05             | 0,08 | 0,13 | 0,08             | 0,12 | 5   | 12               | 23  | 25  | 25 |
| 04          | 53—95 (жид)     | 4,8              | 3,4 | 2,5 | 0,5              | 0,3 | 7,0  | 5,2              | 0,25 | 0,15 | 0,38             | 0,20 | 0,00 | 0,35             | 0,25 | 25  | 30               | 01  | 0   | 0  |
| 05          | 53—95 (емкость) | 4,8              | 3,5 | 3,3 | 0,2              | 0,4 | 3,4  | 9,0              | 0,58 | 0,57 | 0,24             | 0,17 | 0,10 | 0,14             | 27   | 35  | 20               | 12  | 12  |    |
| 06          | 85—95           | 5,0              | 3,9 | 4,9 | 0,2              | 0,2 | 3,7  | 10,4             | 0,65 | 0,70 | 1,29             | 0,50 | 2,09 | 2,27             | 7    | 25  | 15               | 63  | 63  |    |
| 07          | 95—105          | 5,0              | 4,3 | 3,5 | 0,1              | 0,2 | 7,8  | 7,5              | 0,61 | 2,57 | 0,85             | 0,73 | 2,18 | 2,58             | 0    | 10  | 10               | 74  | 74  |    |
| 08          | 105—120         | 5,4              | 4,3 | 3,8 | 0,1              | 0,1 | 1,7  | 1,9              | 0,48 | 0,40 | 0,75             | 0,17 | 0,87 | 1,20             | 4    | 13  | 14               | 73  | 73  |    |

ARMANDO T. DE GUZMAN

(Вн или В), размягчение и частичное «растворение» большей части ортзанда;

— еще большее увеличение роли подвижных гумусовых соединений в процессе миграции  $R_2O_3$ , что облегчает вынос последних из профиля; и в то же время гумусовые соединения, возможно, продолжают плоннироваться в размягчающуюся толщу ортзанда.

Таким образом, четвертая стадия заболачивания означает смену почвообразования, начало сто нового направления — органо-глиевого. Профиль подзола с характерной для него элювиально-иллювиальной дифференциацией педидиктотом  $R_2O_3$  и гумуса оказывается неустойчивым в наступившей восстановительной обстановке и начинает успешно стираться новым почвообразовательным процессом, который, вообще говоря, может полностью уничтожить этот профиль. Но, как было показано, процесс стирания ограничен во времени. Чем быстрее происходит карстификация торфа, тем меньшей трансформации подвергается профиль подзола. При достижении торфяной залежи определенной мощности (небольшой — 60—80 см) процесс стирания почти прекращается, так как профиль подзола оказывается в известном горизонте болота.

Таким образом, четвертая стадия завершает процесс заболачивания суходольного  $Al-Fe$ -гумусового подзола и одновременно представляет собой первую стадию нового почвообразования — органо-глиевого, которое достаточно быстро во времени сменяется другим почвообразователем — чисто органо-

## РАЗВИТИЕ КАТЕН И ГЕНЕЗИС ОРТЗАНДА

Данные, характеризующие свойства основных профилей катен, показывают, что современное состояние этого геохимического сопряжения почв очень динамично. Активно развивающейся и неустойчивой является супераккумуляторная часть катен. Определяется это тем, что в разных ее секторах и на разной глубине в пределах почвенной толщи складывается резко различное соотношение выноса и аккумуляции основных мигрирующих компонентов —  $R_2O_3$  и гумуса. Это связано с различием в протекании основных процессов, дифференцирующих катену:  $Al-Fe$ -гумусового спланивания и плоннирования, гидрогенного выноса (элювиально-глиевого (грунтового) и аккумуляции, элювиально-глиевого (поверхностного) выноса и аккумуляции, элювиального элювирования и плоннирования (рис. 7—11).

Трапециевидно-пирокорфный супераккумуляторный сектор (гравелый подзол) отличается наиболее сильной выраженностью элювиальной составляющей совокупности этих процессов. В этом секторе подзолистый горизонт углубляется, элювиально-аккумуляция в горизонтах В уменьшается. Иллювиальная толща четко подразделяется на три зоны: верхнюю, сред-



Таблица 41 Состав тушевого порошка горючего с клеем органоидом \*, Раздел 11-13

| Газовый состав | Глубина, см   | C, %                                            |                                                 | Суммарные значения                              |                                                 |                                                 |                                                 | Потребности                                     |                                                 |      |      | Остаток | Среднее |
|----------------|---------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|------|------|---------|---------|
|                |               | в порошке $\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{NaOH}$ | в порошке $\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{NaOH}$ | в порошке $\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{NaOH}$ | в порошке $\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{NaOH}$ | в порошке $\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{NaOH}$ | в порошке $\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{NaOH}$ | в порошке $\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{NaOH}$ | в порошке $\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{NaOH}$ |      |      |         |         |
| А22            | 10-40         | 5,12                                            | 0,85                                            | 0,185                                           | 0,045                                           | 0                                               | 0,025                                           | 0,000                                           | 0,014                                           | 41,7 | 1,8  |         |         |
|                | 45-55         | 0,82                                            | 0,76                                            | 0,25                                            | 0,25                                            | 0                                               | 0,51                                            | 1,12                                            | 0,32                                            | 7,3  | 0,48 |         |         |
| В1012          | 55-65 (фор)   | 1,43                                            | 1,13                                            | 0,25                                            | 0,34                                            | 0                                               | 1,07                                            | 1,15                                            | 0,62                                            | 9,5  | 0,25 |         |         |
|                | 55-65 (альма) | 2,00                                            | 2,00                                            | 0,22                                            | 0,35                                            | 0                                               | 1,78                                            | 3,10                                            | 0,40                                            | 5,8  | 0,12 |         |         |
| О11            | 65-65         | 2,70                                            | 2,09                                            | 0,14                                            | 0,14                                            | 0                                               | 1,82                                            | 1,02                                            | 0,16                                            | 28,2 | 0,27 |         |         |
|                | 35-105        | 4,63                                            | 1,31                                            | 0,07                                            | 0,00                                            | 0                                               | 1,24                                            | 1,11                                            | 0,08                                            | 14,3 | 0,06 |         |         |

\* Состав: 0,10, Сульфиды, в порошке — порошок с клеем органоидом, в порошке — порошок с клеем органоидом.



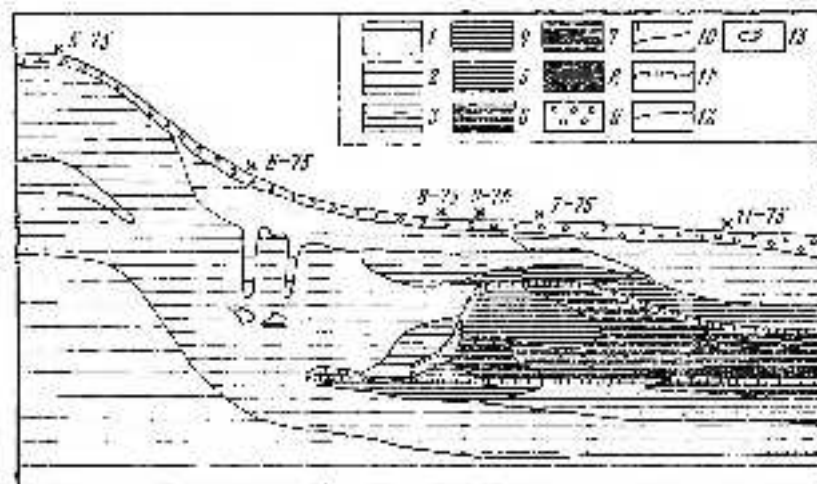


Рис. 8. Распределение железа в залеже Салеского, %

1 — <0,1; 2 — 0,1—0,5; 3 — 0,5—1,0; 4 — 1,0—1,5; 5 — 1,5—2,0; 6 — 2,0—3,0; 7 — 3,0—4,0; 8 — 4,0—5,0; 9 — при окислительной породах; 10 — граница окислительных горизонтов; 11 — граница проницаемости; 12 — граница проницаемости; 13 — граница проницаемости; 14 — граница проницаемости.

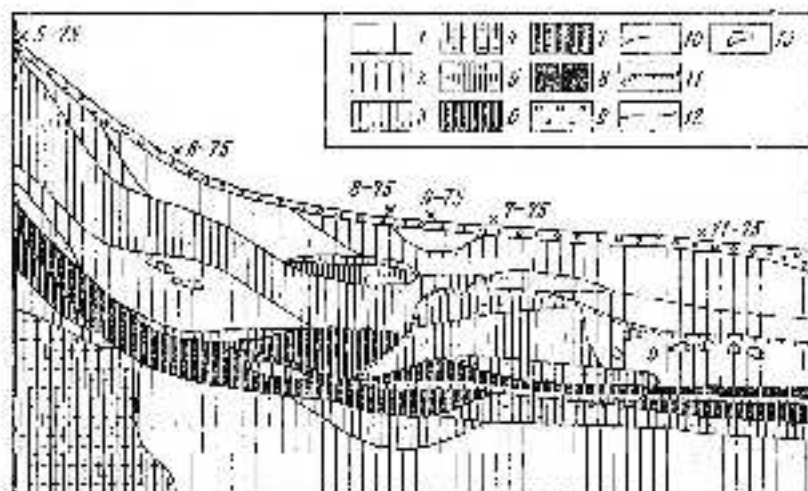


Рис. 9. Распределение железа в залеже Салеского, %

1 — <0,1; 2 — 0,1—0,5; 3 — 0,5—1,0; 4 — 1,0—1,5; 5 — 1,5—2,0; 6 — 2,0—3,0; 7 — 3,0—4,0; 8 — 4,0—5,0; 9 — при окислительной породах; 10 — граница окислительных горизонтов; 11 — граница проницаемости; 12 — граница проницаемости; 13 — граница проницаемости; 14 — граница проницаемости.

растворен в сфере их контакта. Этот сектор катены разделяется в горизонтальном направлении на две части, которые представляются двумя стадиями его развития — более древней и более молодой. К последней относится массивный подзол с глубоким мелкозернистым ортзандом.

В вертикальной дифференциации почвенной толщи на аккумулятивные и аккумулятивные зоны в этом секторе нет очень много общего с триасово-палеогено-палеогеном. Верхняя аккумулятивная зона сменяется мелкозернисто-аккумулятивной, затем аккумулятивно-гравийной и подстилающей ее вновь аккумулятивной (мелкозернисто-гидрогенной). Но химический состав этих зон уже качественно иной, увеличивается их мощность. Подзолистый горизонт становится менее мощным. Он сменяется верхним мелкозернистым горизонтом, который по увеличению концентрации аморфных  $R_2O_3$  явно не соответствует сократившейся мощности подзолистого горизонта и, очевидно, является результатом смененной дифференциации и антропогенной аккумуляции.

Следующая по глубине зона аккумулятивно-гравийная (и частично-гравийная) выдвигается здесь приближена к поверхности и связана с более высоким расчленением литологического контакта, урочища пещерно-ручьевых вод и наличием относительного водоупора в виде мелкозернистого ортзанда. Эта зона выделается по обеднению аморфным глинистым и гумусом.

Нижняя зона мелкозернисто-гидрогенной аккумуляции выражена отчетливо и по мощности, и по концентрации основных макроэлементов. Она характеризуется аккумулятивной аморфной глинистой и гумусом по всей толщине; содержание аморфного железа повышается лишь в самой нижней ее части, захватывая при этом часть ортзанда и прилегающий к нему подзолистый горизонт. Таким образом, горизонты аккумуляции Fe и Al разобщены по глубине: первый лежит ниже второго.

Следует отметить, что меняется не только мощность и элементный состав, но и сложение нижних аккумулятивных зон: они частично цементированы и представляют собой выступ ортзанда. Распределение аморфного  $Al_2O_3$  и гумуса больше выступа, а также локализованная концентрация гумуса и цементирующего  $Fe_2O_3$  во фрагментах ортзанда, расположенного на границе рассматриваемого и предыдущего секторов, не вполне представлять с достаточным основанием контуры будущей цементированной зоны ортзанда на этом участке: выступ выдвигается еще больше в направлении сухого холма и захватывает дугообразный ортзанд (таким образом, он удлиняется примерно на 1,5 м); одновременно выступ удлиняется в высоту и распростирается до сложной границы горизонта  $WpI$ , являющейся литологическим контактом (таким образом, рост в высоту составил 18 см). По сути дела, на этом этапе уже образуется горизонт  $Ort_2$ , который подключается к соответствующему горизонту основного ортзандового тела. Окружение выступа по химическому составу уже подготовлено для подобной трансформации.

Таким образом, эта часть трансеккундулитического сектора камены позволяет получить представление о механизме роста ортзаида. Первоначально создается его самый нижний и массовый — цементированный слой, по-видимому, он преимущественно гидротенный. Благодаря малому подобному отношению водородов для исходящей и латеральной миграции вещества его перекля и боковой поверхности становится местом осаждения основных мигрирующих компонентов исходящего и латерального цементного потока. Они вместе с гидротеном осаждающимися веществами строят следующую, среднюю часть ортзаида. Можно думать, что верхняя часть его строится уже преимущественно за счет верхнего плывучевого горизонты подзолов и вещества латерального потока, передвигающегося по верхней границе дилативной толщ (так как ортзаид становится опутным водородом). Распределение здесь несплошного окислительно-окислительного железа как бы очерчивает верхнюю часть будущего контура ортзаида, положение, которое он займет в камене.

Ортзаид образует выступ на боковой, обращенной к суходольной грани, потому что именно здесь благодаря предельному уровню почвенно-грунтовых вод и положению тела ортзаида создается окислительный барьер, где контактируют и осаждаются вещества исходящего, латерального и восходящего гидротенного потока. Дыла, по мере горизонтации и сжатия водородопредельности дыла, окислительный барьер создается и над его поверхностью, что и способствует росту выступа вверх.

Следует подчеркнуть, что нарастающие выступы и горизонтальным направлением происходит внутри наиболее грубого для данной толщи несущего литологического массива, что отмечалось также другими исследователями и связывалось с созданием в тесном субстрате наиболее благоприятных условий кислородности, способствующих выделению вещества из раствора, а также с облегченным градиентом проникновения кислорода в более крупнозернистый слой (Филатов, 1922; Арсеньев, 1939; Талов, 1950; McKaigue et al., 1968; Мисо, 1970). Если смотреть по механическому составу несущего-несущего толщи массива и в зоне образования ортзаида есть возможность «выбора», то на начальном этапе формирования ортзаида захватывает более грубый материал, что определяется расположением в субстрате наиболее окислительного барьера. Если такой возможности нет, то переносная цементация закладывается в более дисперсном, несущем слое. Это подтверждает и изученный ортзаид, в котором нижний слой несущий (размеры 7—75 и 11—75); такие же случаи были описаны в литературе (Зейдман, Нарохова, 1974; Кизити, Федоров, 1977). При дальнейшем росте ортзаида вверх степень дисперсности захватываемой им толщи уже не играет роли, так как над его поверхностью и у боковой суходольной грани закладывается окислительный барьер.

Сам по себе наличие выступа в водочном ортзаиде, распо-

ложение вблизи него цементированного фрагмента и повышенная концентрация железных цементующих компонентов свидетельствуют о том, что ортзанд находится в состоянии роста по направлению к сухиселу.

Вторая горизонтальная часть трансаккумулятивного гидро-морфного сектора катены представляется, как уже говорилось, более продвинутой и более древней по времени стадией развития этого сектора. Здесь процессы нисходящей и латеральной аккумуляции в верхней части почвенной толщи, гидротельной и латеральной аккумуляции в ее нижней части привели к слиянию соответствующих аккумулятивных вертикальных зон профилей в единую толщу — цементированное тело ортзанда. При этом была уничтожена зона элювиально-глеевого алюминирования, представлявшая в среднюю часть ортзанда (горизонт Ort<sub>2</sub>, рис. 10, 11).

Ортзанд подпиряет нисходящий и верхний латеральный ток растворов и создает условия переувлажнения и надортзандной толще. Это способствует накоплению здесь веществ нисходящего и латерального истока и росту ортзанда вверх. Его поверхность приобретает бугорчатый характер; бугорки элювируются и лежачий выше извилистый горизонт. Рост ортзанда вверх продолжается до тех пор, пока в надортзандной толще не создадутся постоянно неблагоприятные условия, препятствующие процессам микроба и сколько-нибудь продолжительную аэрацию.

Тамм (Тамм, 1930) предполагает, что такая обстановка наступит после того, как мощность торфа достигнет примерно 30 см, а возможно, и несколько раньше. В частности, у изученного нами ортзанда это произошло при меньшей мощности ортзандного горизонта. Прекращение роста ортзанда вверх одновременно означает начало процесса «растворения» его верхней части и приближения верхней границы (при естественном развитии ландшафта).

Сильно выраженный аккумулятивный процесс в этом секторе катены упрощает вертикальное строение минеральной почвенной толщи, в которой выделяется всего две зоны: верхняя, элювиальная с сокращенной мощностью, сдвигающая снизу развивающиеся аккумулятивные процессы, и нижняя — аккумулятивная, продукт смежного гидротельной, латеральной и нисходящей аккумуляции веществ.

Торфяно-элювиальный гидроморфный сектор катены по проявлению основных процессов вышес — аккумуляция сильно отличается от всех выше рассмотренных секторов. В нем преобладает процесс элювиально-глеевого выноса веществ, развивающийся сверху и охватывающий преобладающую часть почвенной толщи. Не затронутой или слабо затронутой этим процессом является только нижняя маломощная (~10 см) толща цементированного ортзанда. Она также со временем вовлекается в этот процесс. Но из-за дикого протекания катены эта толща еще ма-





вает, что процесс латеризации этого торфяника на суходоле начался давно и развивался по типу ортандообразования. До этого катена была эвасепальной и представляла собой, очевидно, ряд гетерогенных комплексно-гетерогенных подзон, морфологически-экологические свойства которых были различны в зависимости от положения на склоне и глубины литологического контакта. По-видимому, только по мере болота были развиты подзоны грунтового утолщения, но их толща была узкой, так как прес-биотической котловинки достаточно отчетливый.

Стадия формирования торфяника I, его возраст и средняя скорость торфообразования позволяют приблизительно рассчитать возможное время, когда могли начаться внешне этого торфяного болота на прилегающую часть суходола, т. е. когда оно могло изотропно поднять уровень ледниково-грунтовыми вод, что сил достигла нижней черты ледникового течения. Это произошло после рубки асимметричного и суббореального периодов, когда развитие болота вошло в верхнюю стадию и началось образование пушечно-сфагнового торфа. В то же время могли появиться, что в начале фазы накопления фукум-торфа уровень безветренных вод был уже высоким и влияние их на ледниково-грунтовыми водами суходола проявлялось в течение какого-то времени.

Таким образом, ледниково-торфяника I по прилегающей суходолу могли начаться в период 4000—2800 лет назад. Скорее всего, это произошло в конце пушечно-обратной стадии (см. рис. 2), когда слой торфа достиг примерно 1 м, т. е. около половины современной мощности. По этому расчету подъем ледниково-грунтовыми вод до уровня 1—1,5 м от поверхности мог произойти около 3300 лет назад. Возможно, что на этом первом этапе подпора ледниково-грунтовыми вод их уровень сразу достиг южного сектора катенной катены, так как на песчаных дельтах и в условиях плоского рельефа обычно подобно влиянию болота антропогенной относительно большую территорию, а расстояние от разреза 11—75 до крошки «коренного» болота составляет всего 25—50 м.

Следовательно, можно сказать, что формирование глубокого мелководного ортанда в катене началось около 3300 лет назад. С этого времени катена разделилась на эвасепальную и супераккумуляционную части и в ней начали действовать описанные выше процессы, обуславливающие ее восходящее развитие и заболачивание.

По концентрациям основных деградующих компонентов в ортанде, их распределению внутри него и по педиформе, а также по распределению валовых  $R_0$ , можно представить несколько этапов формирования ортанда и стирания суходола и его роста вверх (рис. 12).

*Первый этап* — чисто гипотетический и реконструируется на основе несомненных обидок представлений. Предполагается, что за пределами катены, южнее разреза 11—75, уже было сформировано тело ортанда мощностью около 60 см (разрез 12—65),



Четвертый этап — сопряженное расчленение ортында и катены.

Пятый этап — возможное коложение ортында и ближайшем будущем. Его верхняя граница, очевидно, несколько приближится к дневной поверхности за счет цементаций горизонтов В1 и В2. Нижняя и средняя его части прирастут за счет тех концентрических аморфных  $\text{H}_2\text{O}$  и гумуса, которые уже образовались возле них. В результате выступ ортында удлинится примерно на 1,5 м, а средняя часть выдвинется в точку разреза В—75 на расстояние 0,7—1,5 м. Можно думать, что несколько прирастет и боковая грань ортында в пределах горизонта Ог1 и в разрезе 9—75. В соответствии с этим новым положением ортында экологические условия разреза 6—75 и его свойства должны приблизиться все больше к таковым разреза 8—75. Границы сутракальной и элювиальной частей катены начнут сдвигаться в сторону суходола. Одновременно сфера развития ортында начнет приближаться к разрезу 7—75.

Описанная схема развития ортында не претендует на полную достоверность в отношении каждого пройденного этапа. Но ортынд растет в своем суходольном крае и деградирует в болотном — это подтверждает весь приведенный фактический материал. Предложенная схема — лишь один из возможных вариантов подобного развития. Его общий тренд позволяет представить вполне реальный, существующий в природе эволюционный ряд почв, каждый этап которого отражает определенную стадию прогрессирующего заболачивания: подзол А1— $\text{H}_2\text{O}$ -гумусовый элювиальный — подзол — глееватый — болотный — глеевый с глубоким маломощным ортындом — подзол ортындавый — подзол торфянистый с разматывающимся излучинным ортындом — глеевым торфянистый (болотная верхняя торфянисто-глеевая почва). При развитии заболачивания по механизму ортындобразования эта стадия должна претерпевать пространственные изменения.

Возникает вопрос: существует ли на изученном участке какие-либо факторы, которые могут приостановить процесс заболачивания, ограничить его односторонний рост? Такой фактор есть. Это линия р. Оби, мощная древняя I надпойменная терраса образует к своей пойме хорошо выраженный скат. Поэтому можно предполагать, что заболачивание I надпойменной террасы и подпитание на нее торфяника I будет продолжаться до тех пор, пока его граница не приблизится к какой-то расставке к этому скату. Границы болот на сильно заболоченных надпойменных террасах в дельте Западной Сибири, как правило, приближены к склону и речной пойме и повторяют конфигурацию их бровок. Это отмечено многими исследователями и хорошо отражается даже на топографических картах.

С изданием контрэмских представлений об эволюции развития лесостепных почв катены во времени следует рассматривать как метаморфоз, т. е. смену почвообразования, происходящую под влиянием изменения одного из обуславливающих его фак-

тергов — уровня почвенно-грунтовых вод, их децелиции и нижней части почвенной толщ. В подобном случае эволюция почвы, как указывал А. А. Роде (1947), происходит под влиянием всего по отношению к почве фактура и имеет место «дизъюнктивный биогенез». С этой точки зрения метаморфоз почв изученной катены происходит под влиянием биогенного биогенеза, его автономного роста и саморазвития его почвы. Поэтому развитие катены в целом как геохимически сопряжения, заключающееся в саморазвитии ее самой нижней биогенной почвы и метаморфоз остальных минеральных почв, следует рассматривать как ее саморазвитие.

Катена является гнейхой, моделью почвенного покрова, достаточно полно отражающей взаимосвязи его компонентов. Поэтому обобщивание изученной территории представляется как саморазвитие — автометаморфоз почвенного покрова, включающее две неравные и локализованные эволюционные линии: саморазвитие биоты и их почв и метаморфоз биогенезов и почв минеральных возвышений рельефа.

В ряде крупных теоретических исследований по эволюции почв и почвенного покрова подчеркивалось, что саморазвитие и метаморфоз почв часто оказываются сопряженными в одной и той же почве или почвенной комбинации и таким образом тесно переплетены в пространстве и во времени (Роде, 1947; Герасимов, Глазновская, 1960; Фридланд, 1972). Подобное же мнение высказывал и В. М. Сукачев (1964) в отношении развития (эндогенеза и экдогенеза) биогенезов.

Пример развития научной катены и почвенного покрова Сыктывинского арала показывает, что один из возможных случаев тесной сопряженности процессов саморазвития и метаморфоз может проявляться при их общей пространственной локализации и одновременно тесной связи, усиливающейся во времени. Саморазвитие одного из компонентов почвенного покрова одновременно вызывает метаморфоз всех других компонентов и эволюцию почвенного покрова в целом. Воздействие процесса саморазвития на скорость метаморфоза увеличивается во времени и приводит в конце концов к преобладанию и полному покрову этого саморазвивающегося компонента.

Интересно представить себе, как могла бы развиваться научная катена и почвенный покров Сыктывинского арала в случае отсутствия болот, какой бы был процесс эволюции этого скелета и территории в целом при том же рельефе, если бы почвенная система состояла бы из действующих водотоков и не затормаживалась?

Сравнительно возможное саморазвитие почвенного покрова подобных территорий существуют по крайней мере две точки зрения. С одной стороны одной из них, почвенный покров таких территорий в общем слабее: его развитие наиболее распространено, сильнее на его сторонников была бы слишком обширной, поэтому мы ее не приводим; отметим только, что этой точки зрения

придерживается такой серьезный последователь подсолов, как Тагир (Ташир, 1950). Вторая точка зрения противоположна. Она основывается на том, что и поселях водзюлок со временем образуется уплотненный изоморфный горизонт или тонкий железистый или (псевдофибры, плащиковый горизонт). В связи с этим родный резак лежащий выше толщи характеризуется уплотнением во времени пересушливанием, что в конце концов должно привести к заболачиванию почвенного покрова и при отсутствии почвенно-грунтовых вод. Подобное мнение высказывалось как в очень определенной форме (Аббагасов, 1930; Robinson et al., 1940; Стойков, 1936; Proudfoot, 1958), так и в крайне осторожной (Сибирев, 1961; Рого, 1947).

На изученной территории в условиях автоморфического состояния почвообразующих толщ, в подзолах на повышенных рельефах (без почвенно-грунтовых вод) уже отмечаются в застывающих тонкие лужи, и ледяная влажность. Нельзя исключить возможность того, что в экстремально влажный год эти шхлы лет в микроэволюционных плоских водоразделах могут создаваться условия достаточно длительного сезонного переувлажнения, благоприятные для поселения хотя бы мелких мхов. Последующие циклы подобных же лет будут способствовать увеличению вертикального и горизонтального размера мховой подушки, затем успешным путем мхов в направлении нарастания их гидрофильности. Таким образом, может создаваться небольшая, но нарастающая зона заболачивания и соответствующая эволюция нехи и почвенного покрова в нем и вокруг него. В этом случае заболачивание начнется на повышенном элементе рельефа и будет до некоторой степени локализоваться в его пределах; на плоском склоне вследствие лучшего дренажа этот процесс может протекать во вторую очередь.

Таким образом, возможность автоморфического заболачивания плоских песчаных водоразделов, безусловно, существует. Она становится еще более реальной, когда почвообразующая толща литологически сложна, а водораздел достаточно обширен. На литологическом контакте возникает верховодка, а затем местный уровень почвенно-грунтовых вод. Маршрутные исследования и картирование почвенного покрова тайги Западной Сибири убеждают в том, что подобные водоразделы, несомненно, заболачиваются, но процесс протекает значительно медленнее.

### ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ГОЛОЦЕНЕ

Полученные материалы, характеризующие современное развитие почвенного покрова Сытохинского ареала, характерно для, погребенных под торфяными залежами, стадий развития и возраст будет, а также существующие представления о палеогеографии средней тайги Западной Сибири в голоцене, позволяют реконструировать развитие почвенного покрова этой территории на протяжении последних 8000 лет с начала

атлантического периода. Более ранние этапы золотого кимоз скудные палеогеографические характеристики, для научного зрелища они отсутствуют; здесь еще не было болот и поэтому нет почв болотного и более раннего времени, необходимых для торфяков.

Палеогеографические условия предболотного периода представляются как весьма прохладные и континентальные (Хотинский, 1977), напоминающие по биоклиматической обстановке современную лесостепь — северную тайгу (Шейнштадт, 1976b). В любых суровых постлациальных условиях на территории Сыктывинского архипелага, на бедных по химическому и минералогическому составу песчаных материковых породах, при наличии жары и приливи можно было ожидать достаточно активного почвообразования. Скорее всего, формировались подбурья и подзолы с маломощным горизонтом А2. В условиях незначительного задержания влаги действовали золотые процессы.

Болотный период, который рассматривается как более теплый и влажный, по-видимому, являлся архипелагом, когда в золоте стало развиваться активное почвообразование. Поскольку предполагается, что биоклиматические условия соответствовали северной тайге (я выше уже, были более теплыми), в Сыктывинском архипелаге началось развитие А1 Бегузовских подбурьев, которые и преобладали в конечном покрове повышенной рельефа. Депрессии были еще обширными, что подтверждается как картинами, так и литературными данными по этому региону (Лисе и др., 1976).

Начало атлантического периода ознаменовалось сначала похолоданием, длившееся около 1 тыс. лет (Кинд, 1974; Хотинский, 1977), а затем фазой длительного устоявшегося потепления и повышения увлажнения. Специфика этого изменения и его отражение в зональных физико-географических условиях остаются дискуссионными. М. И. Шейнштадт (1976b) полагает, что в этот период произошел значительный сдвиг природных зон к северу; в частности, территория современной средней тайги представляла собой талую сосново-березовых лесов, аналогичную зоне современной западносибирской тайги. На основании данных Н. А. Хотинского (1977), это похолодание было более умеренным: в optimum господствовали темновошесные леса, т. е. таежные условия. Следует отметить, что спорно-пыльцевый анализ торфяников, развитых в архипелаге распространения песчаных отложений, показал, что здесь на весь протяжении периода господствовали леса из сосны и березы (менялось только соотношение этих пород), а то время как незначительное участие они зафиксировано лишь для начала периода (Лисе и др., 1976). При столь различной оценке палеогеографических условий optimum голоцена предположения, которые можно высказать об экологических параметрах в условиях Сыктывинского архипелага в это время, будут различными.



Существование таких условий должно было способствовать  $Al-Fe$ -гумусовому подзолисту почвообразованию; при этом если климат стал более теплым и влажным, то могла иметь место «развивающаяся» эволюция (по В. О. Тартушану и А. А. Александровскому, 1976) — усиление морфологически признаков оподзоливания, увеличение общей влажности почвенной толщи и активизация латеральной миграции веществ в депрессию рельефа. В самых глубоких почвенных уже началось заторфывание, в эвклифтах нижних бегов формировались торфянистые болотные глеезны (рис. 13,А). Вокруг них появлялись и стали расширяться контуры избыточных и глеевых подзолов. Усиленная латеральная миграция способствовала появлению первых орзандов у окраин формирующихся болот; эти орзанды сейчас глубоко погребены под торфом на участках также погребенных склонов депрессий.

В целом почвенный покров атлантического среза толщеца по составу компонентов и по геометрии их ареалов был простым. Можно полагать, что он состоял из четырех основных компонентов (на именованной территории, см. легенду к рис. 13), а их контуры были тесно увязаны с условиями рельефа; среди структур почвенного покрова преобладали четкие кольцевые, прерывные и избыточные комбинации. Господствующим по площади компонентом были антономы  $Al-Fe$ -гумусовые подзолы.

Реконструкция почвенного покрова атлантического времени, изображенная на карте (см. рис. 13,А), основывается на предположении, что в этот период здесь существовали таковые условия. Соответствующая реконструкция по палеогеографической схеме почвенно-средней тайги Западной Сибири (Нейштадт, 1976б), изложенная на этой карте только содержательные контуры антономных почв. Они должны были бы быть представлены почвами, которые сейчас распространены в южнотайго-полюсостепной полосе по рекам и названы В. Д. Тонкиховым (1972) дерново-подзолистыми  $Al-Fe$ -гумусовыми. В Ситкингском археопе эти почвы генетически должны были бы представлять пример «заложенный» эволюции (по В. О. Тартушану и А. А. Александровскому, 1976). В них мог быть представлен гумусо-аккумулятивный горизонт, сформировавшийся в профиле уже существовавшего  $Al-Fe$ -гумусового подзола и частично или полностью переэрипированный элювиальный горизонт профилей (это связано с уменьшением последнего и поэтому выраженность гумусо-аккумулятивного процесса).

Почвенные данные не позволяют отдать предпочтение той или иной палеогеографической гипотезе. Подзолы, образовавшиеся в атлантический период, которые сейчас захоронены под слоем торфа, были погребены как почвы грунтового увлажнения; и в тайге, и в подтайге почвы грунтового увлажнения представляли  $Al-Fe$ -гумусовыми глеевыми подзолами. Следует отметить, что гумусо-аккумулятивный горизонт в погреб-

бенных глеевых подзолах атлантического периода не был встречен, но не исключена возможность и его полного стирания при заболачивании.

В суббореальный период (около 4,5 тыс. лет назад) произошло похолодание и понижение влажности климата, этот общий тренд его изменений сохраняется до настоящего времени. Подходя климатические обстановки вряд ли можно считать таковыми в автономное подзолистое Al-Fe-гумусовое почвообразование, если в атлантический период существовали таковые условия. Хотя же на рубеже атлантического и суббореального периодов произошел резкий сдвиг природных зон к югу и погребся слой почвы средней тайгой (Нидинггагг, 1976б), то это изменение природной обстановки должно было означать в автономных болотах повышение рельефа вновь активное развитие подзолистого Al-Fe-гумусового почвообразования и стирание признаков предшествующей стадии — гумусо-аккумулятивной с ослабленным подзолистым процессом. Скорее всего это могла быть в основном стирание биоморфы, если условия атлантического времени были подзолистыми, и насчитывая эволюция, если то же условия были таковыми.

Изменения климата на рубеже атлантического и суббореального периодов активизировали торфонакопление, способствовало увеличению увлажнения почв в низинных частях склонов и по границе с болотами. Таким образом, эта обстановка благоприятно петасифицировала почвообразование и торфонакопление в тектонически подчиненных почвах, возможно, ничего заметно не изменила в автономных почвах. По-видимому, можно считать, что именно в суббореальное время, продолжаясь сравнительно недолго, около 2 тыс. лет, была создана почва для горизонтального роста болот в том традиционном масштабе, который произошел в последующий субатлантический период и наблюдается в настоящее время.

Дело не в том, что суббореальный период отличался какими-то особенно благоприятными для заболачивания условиями; предшествующие периоды толще также способствовали развитию торфяных болот и уже характеризовались локальным процессом заболачивания суходолов. Было показано, например, что в Скандинавских время значительная часть торфяника II сформировалась еще в атлантическое время на участке суходола. Процесс заболачивания неуклонно развивался на протяжении всего долоцета, синхронно с постепенным развитием торфяных болот, которое не прерывалось.

Особое значение суббореального периода заключается в том, что он связан по времени с уже достаточно развитой стадией формирования торфяных болот и благодаря увеличению влажности и подзолистую климата рост болот был резко активизирован. Поэтому уже в первой половине субатлантического периода (1500—1800 лет назад) в Скандинавских время произошла значительная перестройка почвенного покрова (см. рис.

(3,5) По сути дела, уже была создана смена близкая к современной геометрия почвенного покрова. Торфяные болота образовались на местах бывших озер и погребли значительные площади прилегающих заболоченных подзолами, зона влияния почвенно-грунтовых вод на окружающей болота периферии суходолов сильно расширилась. Четкое кольцевое распределение почвенных контуров вокруг депрессий нарушилось в связи с активным формированием торфяного рельефа, расширением зон влияния почвенно-грунтовых вод по периферии болот и слиянием этих ранее разобщенных зон. Увеличились площади не только органических, но и грунтово-глеевых почв; болотные площади стали захватывать озера и водоемы, соответственно уменьшились контуры водотоков и водозолов.

Сравнение почвенного покрова первого периода субеталлюционного периода и настоящего времени показывает, что эти тенденции усилились. Особенно активно эволюционируют комбинаты подзолов грунтового увлажнения, что связано с прогрессирующим подъемом уровня почвенно-грунтовых вод и развитием заболачивания. Отмечается постепенное сглаживание подзолов и чистых контуров эвронемных подзолов, контуры глееватых подзолов превращаются в контуры глеевых и т. д. Соответственно происходит дальнейшее сокращение площадей эвронемных и менее заболоченных подзолов и увеличение площадей более заболоченных подзолов, глееватых и торфяников.

Подобный trend развития почвенного покрова Сыктывинского арала будет наблюдаться и в будущем, поскольку, как уже отмечалось, в этом регионе не существуют природных факторов, которые могли бы препятствовать развитию заболачивания, за исключением естественной дрены — р. Обь.

Для того чтобы представить требования для полного заболачивания этой территории стрехов времени, следует прежде всего провести исследование относительной высоты еще не заболоченных плазмений рельефа и поверхности болот (см. рис. 1).

На линии изученного профиля, как указывалось, имеются три участка «ступеней»: I терраса, II терраса и небольшая гряд-островок между торфяниками 2 и 3. Максимальное превышение поверхности I террасы над торфяником 1 составляет 2 м. II терраса возвышается над торфяником 2 (активно на ней недействующим) также на 2 м; понижения на ее склоне уже сейчас находятся на уровне более низком (32 м), чем поверхность болота 2 (33 м). с чем и связан высокий уровень залегания почвенно-грунтовых вод в этих понижениях (практически вплотную к поверхности). Разница относительной высоты гряд-островка и торфяника 3 составляет ~0,3 м.

Таким образом, при увеличении мощности торфяных залежей еще на 2 м весь Сыктывинский арал преобразится в единое торфяное болото (за исключением узкой кромки прилегающего склона I террасы).

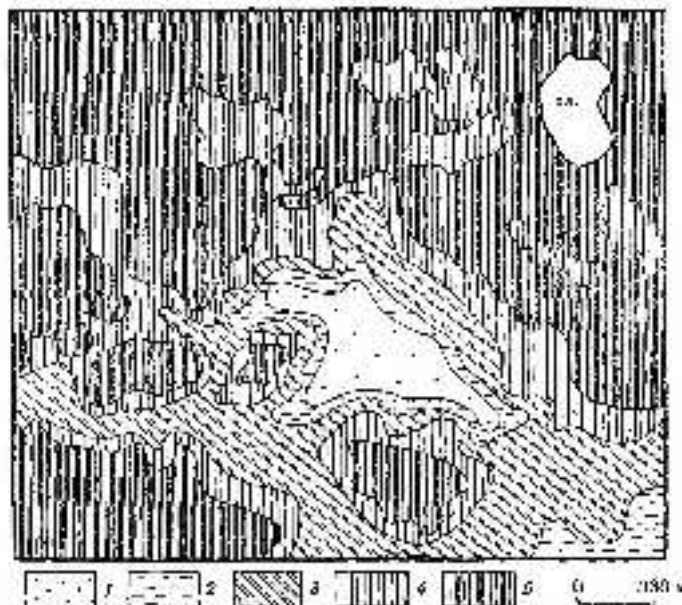


Рис. 14. Схема будущего покрова Сытоминского ярема через тысячу лет (сформировавшийся из разных слоев торфоаккумулята в ближайшую тысячу лет 0,5 м/год).

1 — торф; 2 — торфоаккумулят (в том числе торфоаккумулят); 3 — торфоаккумулят; 4 — торфоаккумулят (в том числе торфоаккумулят); 5 — торфоаккумулят; 6 — торфоаккумулят (в том числе торфоаккумулят).

Для расчета времени, требующегося для полного закорфирования территории, необходимо знать величину среднегодового прироста торфа, характерную для последнего (субатлантического) периода голоцена. В Сытоминских торфяниках эта величина не была никак определена. По приведенным в литературе данным (Лисе и др., 1976), величина прироста торфа имеет диапазон 0,5—0,8 мм/год (на болотах к Сытоминскому ярему Коншинское, Среднебоское, Кось-Валекское ретанна). Расчет по скорости торфоаккумулята 0,5—0,8 мм/год показывает, что Сытоминский ярем подвернется кисточку закорфирования минимум через 2,5 тыс. лет, максимум — через 4 тыс. лет.

Исходя из приведенного расчета, можно представлять, каким будет почвенный покров этой территории через тысячу лет (рис. 14). «Сухляк» будет представлять очень небольшие разбегившиеся островки, возвышающиеся над поверхностью болота на 0,5—1 м, с контурами глеевых подзолов. Вся остальная территория будет занята болотными глеевыми и торфяниками на завершающих профилях подзолов. Сухолодная часть этого болота по площади будет заметно превышать его «корявую» часть. Таким образом, приблизительно через тысячу лет и даже несколько раньше территория Сытоминского ярема будет распадаться в целом как болотная.

## ЗАБОЛАЧИВАНИЕ НА ТЯЖЕЛЫХ ПОРОДАХ В СРЕДНЕЙ ТАНГЕ

Процесс заболачивания на тяжелых породах изучался на водоразделе Вол-Лисая (приток Ваха) и Мылого Нань-Ях, (приток р. Наакхской, впадающей в Обь), в ареале Нань-Ях. Этот район — озерно-аллювиальная равнина, прилегающая к югу к западной оконечности Вахского материка (Олюшин, 1977). Он приурочен к крупному поднятию — Александровскому хребту, не расчленяется в его краевой части, где крылья поднятия вместо сложиваются, переходящие смежными депрессиями (Боярских и др., 1966; Рудкевич и др., 1965).

### АРЕАЛ НАНЬ-ЯХ

Рельеф в ареале Нань-Ях сильно выразительный. Наиболее выская плоская поверхность расположена на увалах древней эрозионной сети — глубокими эрозионными руслами рек и озерными депрессиями. В настоящее время они заторфизованы. Образования имеют максимальную амплитуду относительных высот окладающая около 11 м, сейчас 5 м.

Поверхность сложена супралисто-глинистыми толщами озерного генезиса, на это указывает микрорельефность (ленточность), проявляющаяся при ослаблении почвообразующих процессов в нижней части толщи воды и усиливающаяся с глубиной. Позиционный рельеф сложен средним супралистом мощностью 110 см, состоящим из тяжелосупралистной массой, который по мере увеличения глубины утяжеляется и переходит в легкую глину. Склоны низинный и дерновые не имеют с поверхности среднесупралистной массы и целиком сложены тяжелосупралисто-глинистой толщей, очень однородной по химическому и механическому составу как в вертикальных, так и в горизонтальном простирании.

Грунтовые воды залегают глубже 4 м и не оказывают влияния на почвообразование на возвышениях и их склонах. Вследствие длительного оттаивания почв, по контакту мерзлой и оттаивающей толщ в теплый период формируется беловатые гряды подкратовой верховодки.

Южная половина ареала Нань-Ях представляет собой обширный болотный массив центрально-санотрофного типа, сформировавшийся, судя по озерникам, в речной долине. Болото сильно обводнено: оно внедряется в прилегающий суходол глубокими заледками, в их приречной полосе возникли массивы «кислустрелов» и «островов».

По ландшафту этот болотный массив делится на две части — восточную и западную. Восточная часть — это дерновые



ниями. Это качество воды хорошо коррелируется с очень высокой окислительно-окисляемостью, которая свидетельствует о большом количестве наиболее подвижных (легкоокисляемых) органических веществ, содержащихся в воде.

Так, в болотных водах торфяника 1 (разрез 16—71) концентрация сухого остатка составляет 116 мг/л, кислотность, обусловленная органическими веществами, — 12,76, а свободным  $\text{CO}_2$  — 4,18 мг/л, перманганатная окисляемость — 79,81 мг/л, содержание  $\text{Ca}$  — 9,22,  $\text{Mg}$  — 3,16,  $\text{K}$  — 3,70,  $\text{Na}$  — 1,00 мг/л, кремниевая кислота,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cl}$  и  $\text{SO}_4$  отсутствуют. Жесткость равна 1,72 мг-экв/л. Следует напомнить, что величина перманганатной окисляемости соответствует примерно 50% содержащегося в воде органического С. В болотных водах она может составлять 100 мг/л (Волота Западной Сибири..., 1976).

Болотные воды подстилают окраинные части суходола и вклиниваются в почвенную толщу грунтовыми путями. Можно полагать, что их агрессивность в отношении минеральной части почвы достаточно мала, а сам режим подтопления или подзатопки грунтовых вод к поверхности и последующего спада их играет, по-видимому, важную роль в процессах миграции веществ в геохимической связи суходола и болота.

Растительность арсала Наль-Ях представлена исключительной схожей суходольными лесами на все более заболоченные, а затем на облесенные и открытые болота<sup>1</sup>. На пониженных рельефах развиты широко-лиственные-хвойные смешанные-зеленомошные леса. В средних и нижних частях склонов в связи с латеральным подтоком влаги напочвенный покров последовательно меняется на бруснично-мшкарниково-зеленомошный, мшкарниково-желтохвойно-зеленомошный и хвойно-зеленомошный. На окраинах суходолов вблизи болот при усилении переувлажнения развиваются широко-лиственные хвойные и осокляные леса; в неглубоком склоне последовательно увеличивается роль лишайниковых и сфагновых мхов, увеличивается зеленые мхи. Наиболее сильно заболоченные леса характеризуются березово-кедрово-осиновым древостоем с различным соотношением этих пород, наблюдается разрастание багульника, моховой покров доминирующе-сфагновый и сфагновый. При сильном обводнении болотными водами развивается эвтрофно-сфагновый напочвенный покров (окраина торфяника 2).

Мезотрофные окраинные болота, не исключая также значительного обводнения (торфяник 3), облесены (береза, ель, кедр). Их напочвенный покров сходен с напочвенным покровом в сильнозаболоченных лесах, но мхи представлены только сфагнами, а на пониженных спогонных микро-рельефах наблюдается разрастание литотрофных хвостарников. На сильнообводненных мезотрофных скрапках (торфяник 1) развиты безлесные

<sup>1</sup> Изучение растительности проводило сотрудничество ИГ АН СССР Б. И. Ливинский и Л. А. Сивакин.

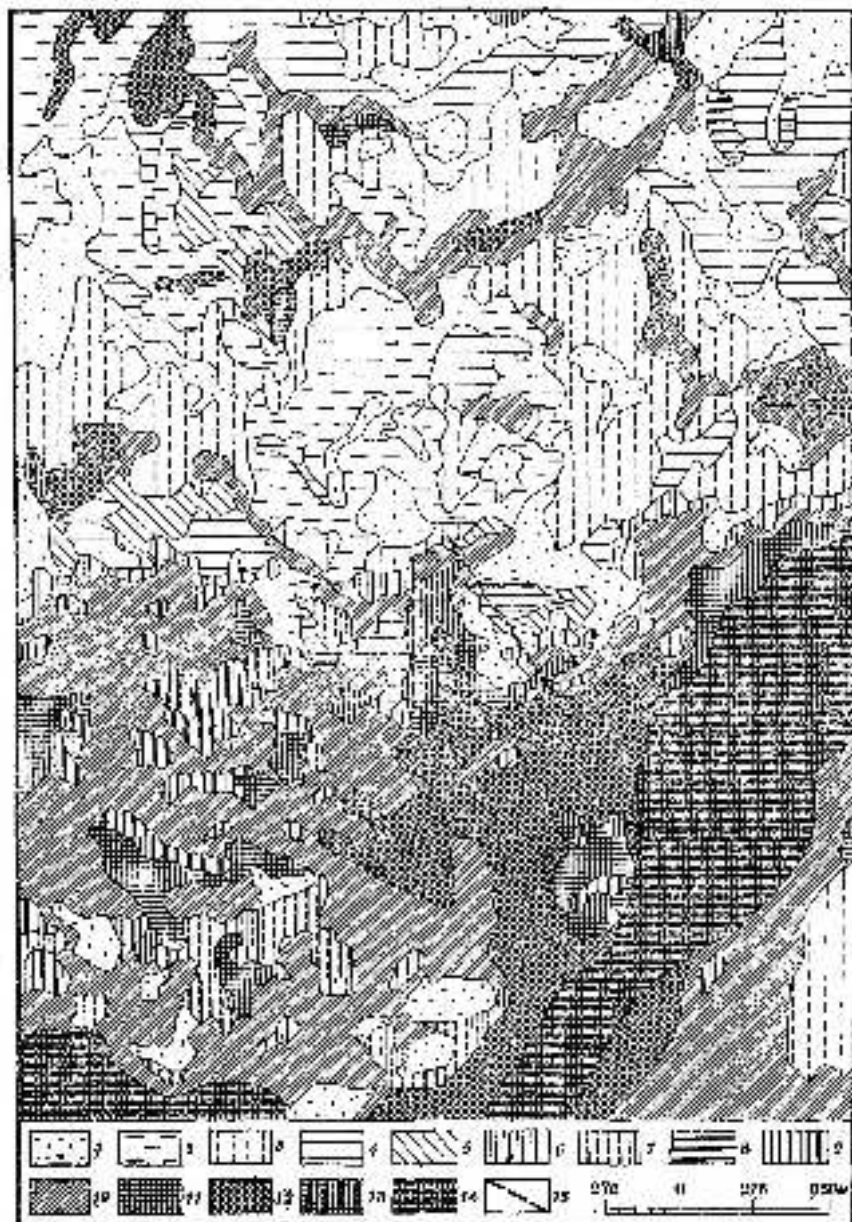


Рис. 18. Геологическая карта района Ниж. Нз.

1 — гравийная масса, дифференцированная; 2 — глина тяжелая торфисто-переломная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины и переломной и переломной; 3 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 4 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 5 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 6 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 7 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 8 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 9 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 10 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 11 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 12 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 13 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 14 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 15 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 16 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 17 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 18 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 19 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины; 20 — глина тяжелая дифференцированная, состоящая из гравия и тяжелой дифференцированной глины.

ассоциация — вахтово-хвощевые, осоково-сфагновые, пушицево-пенкено-сфагновые и кассандрово-осико-сфагновые. Центральные части болот непроходимы и не изучались.

В центре Нань-Нх был заложен шпалерный ландшафтный профиль шириной 850 м, протянувшийся с северо-запада на юго-восток (см. рис. 15 и 16). Его северо-западный край располагается на высокой поверхности. Далее профиль спускается в переходное болотное болото (торфяник 3), представляющее собой латорфовую долину небольшого ручья. От торфяника 3 линия профиля вновь поднимается на склоне и пересекает повышенный рельеф; это сыпучий сухолодильный массив, представленный на профиле. Его покатый юго-восточный склон переходит в понижение, занятое торфяником 2 — очень небольшим по площади переходным открытым болотом, представляющим собой залив обширного сплюснутого водного язва. Торфяник 2 ограничивается от юго-востока «островком» высокой поверхности. Линия профиля пересекает этот «островок» и заканчивается в окраинной зоне обширного язва (торфяник 1).

Таким образом, профиль протянулся через три болота, два из них — это краевые участки (крайки) большого болотного массива. Приведем их краткую ландшафтную характеристику. Окраина торфяника 1 была изучена в полосе шириной около 250 м, прилегающей к юго-восточному концу профиля. Эта полоса представляет собой переходное сильнообводненное болото. Растительный покров вахтово-осоково-сфагновый (осока толстая) с кустарничками (кассандра, березка, елишка), приуроченными к небольшим бегущим буграм, по бокам много спящего андоселка.

В центре этой полосы торфяника залежи (разрезы 16—71) имеют мощность 3,5 м и следующее строение: 01, 0—30 см — сфагновый осок; 02, 30—80 см — переложившийся сфагновый торф; 03, 80—150 см — плохо разложившийся сфагновый торф; 04, 150—240 см — шпальный среднедеградировавшийся торф (торфяно-перегнойный), 05, 240—350 см — тот же торф, с 350 см — слой опавшей тапки (рис. 17 и табл. 42).

Итак, основное строение профиля таковы: 0 — граница типичное дифференциальное торфянистое и болотное торфянище (переходное) на профиле латорфового язва; 01, 0—30 см — сфагновый осок; 02, 30—80 см — переложившийся сфагновый торф; 03, 80—150 см — плохо разложившийся сфагновый торф; 04, 150—240 см — шпальный среднедеградировавшийся торф (торфяно-перегнойный); 05, 240—350 см — тот же торф, с 350 см — слой опавшей тапки (рис. 17 и табл. 42).

Таблица 42 Изменчивость свойств торфяников дельты Невы-Нх \*

| Точка № | Буква | Глубина, см     | pH      |         | Содержание азота, % | Плотность торфа, кг/м³ |       |       |       |      |
|---------|-------|-----------------|---------|---------|---------------------|------------------------|-------|-------|-------|------|
|         |       |                 | верх    | глубина |                     | 0-10                   | 10-20 | 20-30 | 30-40 |      |
| II      | 5-71  | O1 <sub>1</sub> | 30-40   | 4,4     | 3,1                 | 31,51                  | 17,1  | 2,4   | 44,0  | 62,5 |
|         |       | O1 <sub>2</sub> | 80-89   | 4,5     | 3,5                 | 57,24                  | 9,3   | 3,4   | 34,5  | 53,1 |
|         |       | O2              | 30-120  | 4,6     | 3,4                 | 32,81                  | 9,5   | 5,4   | 39,2  | 51,0 |
|         |       | O3(НО)          | 120-135 | 5,0     | 3,6                 | 74,80                  | 9,6   | 5,8   | 51,7  | 57,0 |
|         |       | O4              | 135-150 | 4,9     | 3,7                 | 50,9**                 | 6,5   | 3,0   | 17,6  | 27,5 |
|         |       | O5              | 150-165 | 4,8     | 2,5                 | 51,0**                 | 10,9  | 8,0   | 1,6   | 28,5 |
|         |       | O1              | 165-210 | 5,0     | 2,5                 | 4,8**                  | 7,0   | 5,1   | 6,2   | 16,4 |
|         | II-71 | O1              | 0-30    | 4,4     | 3,5                 | 30,71                  | 14,8  | 12,5  | 51,2  | 68,8 |
|         |       | O1 <sub>2</sub> | 30-75   | 4,2     | 3,1                 | 89,23                  | 13,6  | 4,1   | 38,4  | 54,3 |
|         |       | O3              | 75-130  | 4,9     | 3,7                 | 89,40                  | 8,1   | 7,0   | 16,6  | 47,3 |
|         |       | O1              | 130-150 | 4,6     | 3,5                 | 73,55                  | 9,4   | 8,2   | 34,5  | 52,1 |
| I       | 10-71 | O1              | 150-190 | 5,2     | 4,1                 | 1,4**                  | 9,3   | 6,7   | 2,3   | 24,3 |
|         |       | O1              | 0-30    | 4,1     | 2,8                 | 87,05                  | 24,0  | 12,0  | 45,2  | 71,2 |
|         |       | O1 <sub>2</sub> | 30-80   | 4,3     | 3,0                 | 56,45                  | 25,2  | 9,5   | 34,2  | 72,9 |
|         |       | O1 <sub>3</sub> | 80-145  | 4,5     | 3,3                 | 13,35                  | 13,0  | 3,0   | 37,5  | 54,5 |
|         |       | O1 <sub>4</sub> | 145-240 | 4,5     | 3,4                 | 31,03                  | 10,1  | 5,9   | 18,3  | 35,0 |
|         |       | O1 <sub>5</sub> | 240-350 | 4,7     | 3,5                 | 34,95                  | 10,9  | 9,2   | 45,0  | 71,2 |
|         |       |                 |         |         |                     |                        |       |       |       |      |

\* Авторами: Д. Г. Леонин, Ю. М. Караскин и Д. П. Гусев

\*\* Гусев

Согласно радиоуглеродной датировке, возраст нижнего слоя торфа  $5380 \pm 60$  лет (ИГАН-32), т. е. болото образовалось в середине атлантического периода. Следует отметить, что у самого края профиля, где растительность та же, 20-метровая вылоза этого болота, прилегающая к «островку» суши, имеет толщину переходного торфа всего в 85 см; под ним лежит хорошо сохранившаяся лесная подстилка мощностью 13 см. Исходя из возраста торфяной залежи в разрезе 16-71 и ее мощности, можно считать, что средняя скорость торфообразования на этом болоте составляла 0,65 мм/год. Таким образом, 20-метровая вылоза торфяника 1 была заторфована всего около 1300 лет назад (середина субатлантического периода).

Торфяник 2 имеет и диаметр около 150 м и узкую «продольную» связь с торфяником 1. По растительности это переходное сильнообводненное вяхтово-осокново-сфагновое болото с редкой березой; на обочинах бугров высотой до 20 см развиты многотравные кустарнички (березки, каспандра, андромеда, клоков). Максимальная мощность торфяной залежи 50-55 см; она целиком представлена плохо разложившимся мезотрофным сфагновым торфом; в нижней части залежи

хорошо сохранилась кустарничково-зеленомошная лесная подстилка мощностью 6—15 см. Сухая по мощности залежи торфяника 2 образовались в последние 700—1000 лет, его периферическая часть, его мощность торфяных слоев составляет 20—30 см, в 2—3 раза меньше. Плохая разложимость торфа свидетельствует о том, что процесс его разложения шел быстро; возможно, возрел этого болота еще меньше.

Торфяник Я расположен в юго-западной части профиля. Его узкая вытянутая форма, четко выраженные склоны указывают, что он приурочен к ложбине небольшого притока реки, протекавшей в долине, занятый сейчас торфяником 1. По растительности — это облесенный березой с осинкой переходное кустарничково-березково-сфагновое, местами с лизтой, болото; на хорошо выраженных бугорках (высотой до 0,5 м) развиты олиготрофные кустарники). Поверхность торфяника

Торфяная залежь имеет максимальную мощность 150 см и состоит из следующих слоев (разрез 6—71, см. рис. 17 и табл. 42): О<sub>1</sub>, 0—30 см — сфагновый снос, О<sub>1</sub>, 30—130 см — средне-разложившийся сфагновый торф, О<sub>2</sub> 130—150 см — низинный хорошо разложившийся торф (переходный), с остатками бересты, сфагновых головок, осок и тупого, со 150 см (С<sub>1</sub>1) — серовато-синяя пылеватая глина. Подобная торфяная залежь характерна для долины шириной около 20 м; по-видимому, здесь было русло водотока и его низкая терраса. На преобладающей части торфяника 3 мощность залежи 100—120 см, и она состоит из сфагнового переходного торфа, подстилаемого слоем лиственной подстилки мощностью около 15 см (разрез 5—71). Именно такая залежь была датирована по С<sup>14</sup> на глубине 20—120 см; ее возраст равен 3270±60 лет (ИГАН-34), следовательно, торфяник 3 образовался в суббореальное время.

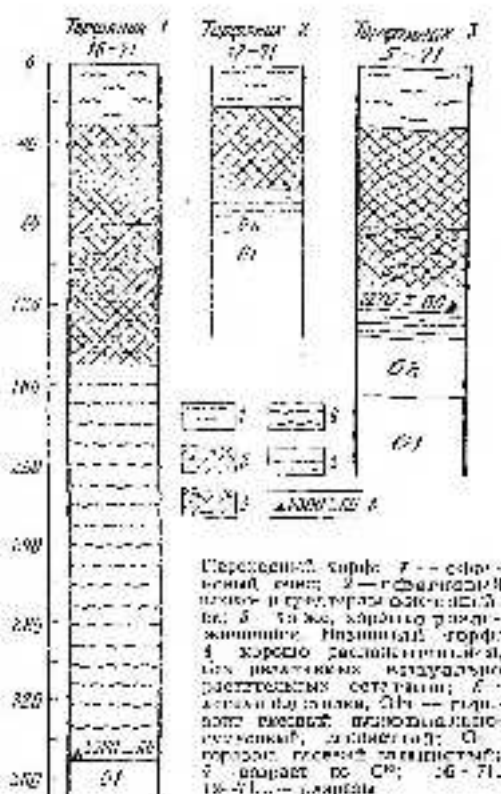


Рис. 17. Топографическая схема бассейна коралла  $M. a. l. - S_{15}$

Изучение этих торфяников даст возможность представить историю заболачивания арела Нянь-Ях на протяжении значительного отрезка голоцена. По-видимому, болото Рынское начало формироваться значительно раньше атлантикского периода (борейца?); происходило постепенное заторфывание ложбины стока. Болото Островское (его название отражает обилие на нем незаторфованных «островов») еще представляло собой суку, причлененную к основной водораздельной поверхности, на которой заложен профиль.

Заторфовывание основной ложбины стока арела Нянь-Ях ухудшило дренаж в ее притоках, это ухудшение нарастало со временем.

Прихрен через 2000 лет, в период, когда на окраине торфяника 1 мощность торфа достигала 130—140 см (формировался первый слой низинного торфа), началось заторфовывание притоков основной ложбины стока. В суббореале стал развиваться торфяник 3. На первой стадии торфообразования формировался еще хорошо разложившийся торф и, по-видимому, процесс его нарастания был замедлен (еще существовал какой-то дренаж).

Затем, судя по слабой разложивенности торфа (его мощность 60 см), условия разложения резко ухудшились. По времени это совпало с началом субатлантикского периода (2200 лет назад). По-видимому, начало заторфовывания долины притока, протекавшего по участку болота Островское, также относится к началу середины суббореального времени. Активизация заболачивания к началу последнего тысячелетия привела к расчленению единой поверхности суши на разобщенные «острова», но их площадь первоначально была гораздо больше. В последнее тысячелетие значительно сократилась общая площадь «сухи» в ареле Нянь-Ях: увеличилась площадь торфяника 3, образовался торфяник 2, отделивший часть суши и превративший ее в «остров»; окраина торфяника 1 вплотную приблизилась к язку «острова»; сформировалось болото Островское.

Таким образом, в истории заболачивания арела Нянь-Ях выделяются три крупных временных рубежа: 1) середина атлантикского периода — приближение болота Рынское к сплошному массиву суши (и к его восточному краю профиля); 2) начало суббореального периода — заторфовывание притоков, образующих торфяника 3 и превращение основной суходольной территории, пересекаемой профилем, в «лагуналу»; 3) вторая половина субатлантикского периода — образование торфяника 2 и болота Островского, отделение расположенного на профиле «островка» суши, расширение площади всех болот и южной части арела и активизация их элементов на склоне основного массива суши.

Почвенный покров арела Нянь-Ях типичен для среднезасохших территорий Западной Сибири, сложенный тяжелыми гумусисто-глинистыми отложениями (см. рис. 18 и 16). Его

общие особенности определены плоским слабо расчлененным рельефом.

Одной особенностью почвенного покрова является формирование даже на наиболее возвышенных элементах рельефа почв тесного ряда — тяжелых дифференцированных глееземов. Они являются в условиях плоского рельефа как бы эквивалентным аналогом суглинистых подзолистых почв, развивающихся на подобных позициях, но в условиях расчлененного рельефа (Русская равнина). Другая особенность почвенного покрова — это преобладание торфяников и почв разной степени заболаченности (глееземов болотных). Третья особенность заключается в том, что эти почвы имеют в своем профиле признаки тесного глеевого почвообразования (присутствие дифференцированных глееземов). Это обусловлено активным торфянистым и торфянисто-болотным ростом болот, в связи с чем современные болотные глееземы являются определенной стадией морфоэволюционного развития почвенного покрова.

В условиях тяжелых почвообразующих пород, как и в условиях легких пород, пространственное размещение почв определяют два фактора — рельеф и характер процесса заболачивания. Последний в значительной мере осложняет роль рельефа и по мере развития ослабляет ее. С течением времени минеральный рельеф перестает быть перераспределителем влаги и фактором пространственной дифференциации почв; возникает торфяной рельеф, которому принадлежит распределение почв.

Состав почвенного покрова в ареале Нель-Ях малокомпонентный. Автономные почво-развития на повышенных рельефах, не обеспечивающих дополнительного увлажнения, или предельно тяжелые дифференцированные глееземы. В верхних и средних частях склонов в зависимости от их длины и уклонов могут формироваться разные почвы. Если склон имеет заметный уклон с протяжением его значительно, развиваются тяжелые торфянисто-переходные глееземы. Их профили не имеют морфологически выраженного осветленного элювиально-глеевого горизонта, но элювиальный он обнаруживается достаточно отчетливо. Поэтому при анализе их рассматривать в группе дифференцированных глееземов.

На очень пологих и коротких склонах (как в средней части изученного профиля, см. рис. 16) формируются тяжелые дифференцированные торфянистые глееземы. В условиях тесного рельефа они — замещающий аналог подзолисто-глеевых (или болотно-подзолистых) почв. Источником дополнительного увлажнения являются латеральные подтоки влаги из верховьев и по верхнему горизонту почвенного профиля, а также по дилатационно-хризолому горизонту, т. е. это почвы поверхностного переувлажнения.

Выделяются и два варианта глееземов грунтового увлажнения. На нижних частях склонов, вблизь кромок моховых болот, развиваются тяжелые дифференцированные глееземы глубокого

грунтово-глеевые. Основные горизонты их профиля сейчас сходны с горизонтами типичных глееземов, но глубже 1 м залегают почвенно-грунтовыя воды (вскредавшиеся болотные воды). Вторичное и, очевидно, недавнее поднятие их в профиле пока практически не сказалось на строении его основной части. Эта почва по некоторым свойствам можно было бы рассматривать и группе автономных дифференцированных глееземов, но малочисленность грунтовых вод заставляет разделять их.

В тяжелых дифференцированных грунтово-глеевых глееземов уровнях грунтовых вод располагается в пределах 1 м от поверхности. Это также вторичный подъем почвенно-грунтовых вод, связанный с ростом окружающих болот и вскрытием болотных вод. Эти воды представляют собой основной компонент поверхностного покрытия незаторфованных «островов», окружающих болотами.

Следующая группа почв представлена почвами молодых болот с маломощной торфяной залежью: глееземом — болотным торфянистым — горизонт 0—30 см и торфяным — горизонт 0 30—70 (80) см. Последняя градация определяется тем, что десятилетний слой болота имеет мощность 60—80 см и, следовательно, при подобной мощности торфяной залежи наступает, по существу, полное отключение минерального субстрата от сферы активного роста и взаимодействия, т. е. поглощения и латерального переноса веществ и биологической составляющей ландшафта. При подобной мощности залежи ортотропная почва преобразуется в целиком ортотропную (торфянистую).

Особенностью этой группы почв является наличие под торфяной залежью выработавшихся под торфяк профилей дифференцированных тяжелых глееземов. Дифференциация минерального профиля этих почв на горизонты A2g и Bg морфологически хорошо выражена при мощности торфа до 30—40 см. При дальнейшем росте залежи эти горизонты интенсивно прокрашиваются бурой палювиальным гумусом и морфологически заумничиваются. Их трудно диагностировать и эволютически, так как профиль глееземов очень слабо дифференцирован по внешнему и химическому составу. На продвинутой стадии заторфовывания единственным диагностическим критерием остается лесная подстилка, в которой обычно, если не было пожара, длительно сохраняются отчетливые остатки зеленых мхов и лесных кустарничков.

Было замечено, что обильное прокрашивание палювиальным гумусом верхней части минерального субстрата может наблюдаться в случае суходольного прохождения последних. В болотах, образующихся на жестких водоемах, присутствующая толща резко сужается вследствие отсутствия сильной или глубокой минеральной породы. Возможно, что при заблаговременном суходольном са первых этапах происходит мобилизация и активное выщелачивание вещества из полуразложившейся и разложившейся частей подстилки и из воды образующейся торфа. По-

этому мощность глеевой толщи, прокрашенной бурой илювиальными гумусом (5-30 см), в общем уменьшается при нарастании мощности торфяной залежи, но лишь до определенной предель, пока верхняя часть глеевой толщи располагается в пределах деятельного слоя болота (до 60-80 см). Затем окрашенная гумусом глеевая толща погружается в инертный слой болота и дальнейшее нарастание торфа не меняет ее характера. Возможно, сама нижняя бурно иллювиально-гумусовых горизонтов и минеральном субстрате болот может служить диагностическим критерием прошедшего заболачивания. Это требует дополнительной проверки, и мы этим критерием не пользуемся.

Характер торфоаккумуляции в болотных глеевых рясах. На сильно обводненных окраинных болотах протекает с феррированием эвродонного торфа (глизеты болотные низинные), где слабый обводнения или его отсутствие образуется козотрифий торф (глизеты болотные переходные).

Остальные компоненты, входящие в составный покров, — это торфяники разной мощности и стадии развития, переходные и верховые. Во многих маломощных переходных торфяниках (торфяники  $0 \leq 1$  м) еще можно диагностировать лесную подстилку. Среднемощные и мощные торфяники, по-видимому, большей частью образовались на месте водоемов.

Рисунок почвенного покрова в разных частях среза Нань-Ях различен. Его северная часть (см. рис. 16) представляет собой водораздельную поверхность со слабым, но все же довольно четким эрессиальным расчленением, почвенный покров здесь мелкоконтурный. В соответствии с общим рисунком рельефа водораздельной поверхности в этой части арены формируются округло-пятнистые, депрессионно-холмистые и древовидно-округло-пятнистые депрессионные сочетания (Протрахины почвенной карты СССР., 1972).

В настоящее время речные долины и озерные понижения заторфованы и первоначальный рисунок почвенного покрова осложнен и трансформирован создающимися зонами влияния болот и возникающими в связи с этим новыми взаимосвязями между его компонентами. Вокруг заторфованных и заторфовывающихся понижений рельефа складываются округло-пятнистые депрессионные и холмистые преобладающие сочетания глеевых тяжелых дифференцированных торфянистых и глеевых болотных. На верхних и средних частях склонов, еще не испытывающих влияния болот, возникает округло-пятнистые аккумулятивные сочетания глеевых тяжелых дифференцированных, в разной степени гидроморфных, в зависимости от уклонов на склонах.

Таким образом, почвенный покров водораздельной части арены Нань-Ях сейчас находится в стадии гетерогентации (по Фридланду (1972)). Более простой по рисунку почвенный покров, состоящий из однородных контуров, взаимосвязанных

ка этой территории в сочетании одного или двух типов, дробятся под давлением заболачивания на большее число разных типов сочетаний. Это одновременно приводит к увеличению площади, занимаемых менее характерными сочетаниями, и к возрастанию их мелкоконтуристости. Напротив, площадь более гидроморфных сочетаний уменьшается и соответственно размеры их контуров возрастают.

С увеличением степени гидроморфизма сочетаний мигрирующих почв увеличивается частота и общая длина их внешних и внутренних границ (между ЗПА почв, входящих в состав сочетания). Это же сказывается и для грунтового заболачивания в арале Ситкино, но в целом частота и длина границ на легких породах значительно больше. В обоих аралах подобный характер границ между сочетаниями и внутри них свидетельствует об их «энергичности» и связи с разрастанием почвы более гидроморфного комплекса.

На сульфидно-глинистых породах наибольшая напряженность границ наблюдается между глеевыми ташскими дифференцированными торфянистыми и глеевыми ташскими грунтово-отделенными, с одной стороны, и глеевыми болотными торфянистыми и торфяными — с другой. Именно на стыке этих почв наблюдается трансформация сочетаний-комбинаций с односторонней гетерогенной связью в сочетания-комбинации и затем в комплексы, т. е. комбинации разнородных компонентов. Подобная же трансформация сочетаний в комплексы при заболачивании отмечалась и в арале Ситкино. Таким образом, она является общей закономерностью перигидроморфной эволюции почвенного покрова, свойственной как грунтово-сухому, так и поверхностному заболачиванию.

В то же время в депрессиях и речных долинах водоплавающей поверхности арала Нань-Ян наблюдается уже другая комбинация почвенного покрова: превращение в комплекс торфяной ранее разнородный сочетаний глеевом-глеевых дифференцированных, глеевом-глеевых торфянистых, глеевом-болотных и, по-видимому, различных пихтовых почв, существовавших в различных рельефах на речных и озерных террасах.

В юго-западной части арала, болоте Остроленском и его прилегающей полосе с водоразделом (см. рис. 16) — на фоне комплексов органических почв развиты «острова» хвойных почв. Они занимают наиболее высокие вершины увалов этой в процессе водораздельной поверхности, в настоящее время на большей части площади погруженной под торфом в результате суходовного заболачивания.

Общий рисунок почвенного покрова на этом участке формально можно отнести к градиенту охрудо-рыжиковых аккумулятивных сочетаний (Программа почвенной карты СССР., 1972). Однако геологически — это сочетание другого типа, связанное с разрастанием болота и потреблением под торфом более

злых урочищ водораздела и возвышенном над формирующейся поверхностью болота еще незаторфованных наиболее высоких вершин водораздела, образующих «острова» суши. Наиболее развитые из них еще представляют собой округло-выпуклые аккумулятивные сочетания глееземов тяжелых дифференцированных (вершин) и глееземов легких дифференцированных грунтово-глеевых (склон). Острова, менее возвышающиеся над поверхностью болота (1—2,5 м), арсиративны в сочетании-комплексах глееземов тяжелых дифференцированных грунтово-глеевых и глееземов болотных. Последние с развитием заболачивания превращаются в комплексы болотных глееземов и затем торфяников.

Общая структура почвенного покрова этого участка получила предварительное название «минерально-островная болотная»; так же названо сочетание-комплекс глееземов болотных переходных торфяных и глееземов тяжелых дифференцированных глееболотных (наиболее тяжелые по уровню незаторфованные «острова»). Этот участок находится в завершающейся стадии гомогенизации почвенного покрова. Очень наглядные и резкие границы «островов» по мере погружения их в торф становятся все более ровными и размытыми.

В юго-восточной части арсала — болоте Рямистом — развиты только комплексы торфяников; гомогенизацию почвенного покрова можно считать здесь заверченной.

Таким образом, три разных участка арсала Нань-Ях, по сути дела, представляют собой три последовательные стадии порегидроморфного развития почвенного покрова. История болот и заболачивания этой территории позволяет с полным основанием рассматривать пространственный ряд развития почвенного покрова как временной ряд, как последовательные стадии его саморазвития (автометаморфоз). Порегидроморфное саморазвитие почвенного покрова осуществляется по двум линиям: наиболее распространен поверхностный тип заболачивания и свойственный ему пространственно-временной ряд развития почвенных комбинаций. Локально, на окрестных сильно обводненных болотах, развит почвенно-грунтово-болотный тип заболачивания. Его особенность является то, что последняя стадия заболачивания — заторфовывание — наступает не в связи с подстилающимся почвенно-грунтовыми болотом, а вследствие начавшегося поверхностного подтопления, когда заболачиванию становится препятствием (схемы 2 и 3).

И тем тем и при этом типе заболачивания на тяжелых породах число промежуточных стадий развития от автономной комбинации до болотной меньше, чем при почвенно-грунтово-болотном типе заболачивания на легких породах. Этот путь стадийно короче, тем не менее для создания условий для заторфовывания в автономном глееземе необходима меньшая качественная трансформация почвенного профиля, чем в автономном почвенном. В то же время на тяжелых породах стадийно более коротким

Схема 2. Пространственно-временной ряд неортодоксального развития почвенных комбинирований в условиях непрерывного заболачивания

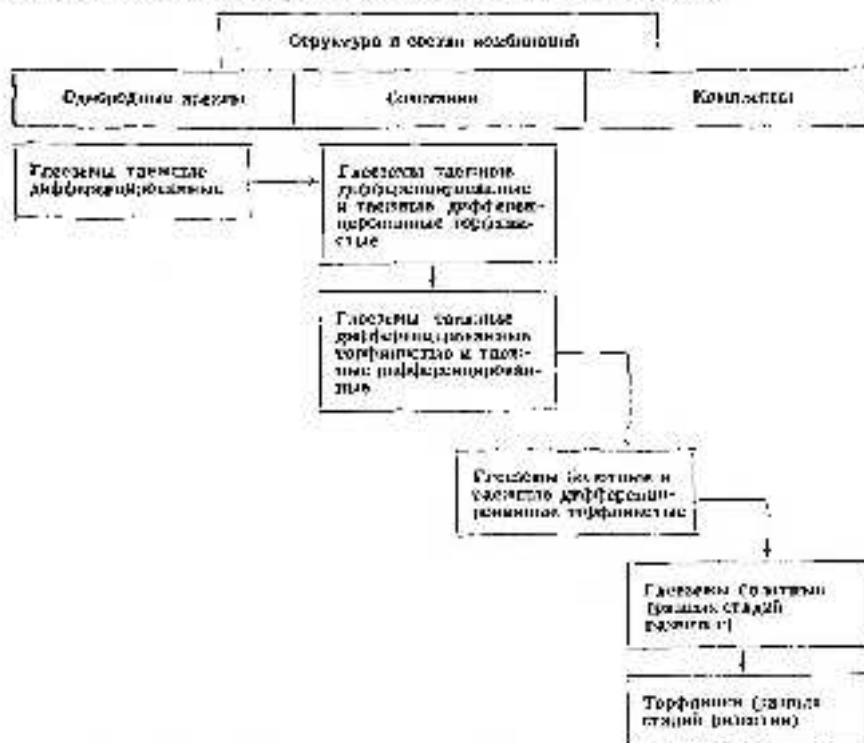
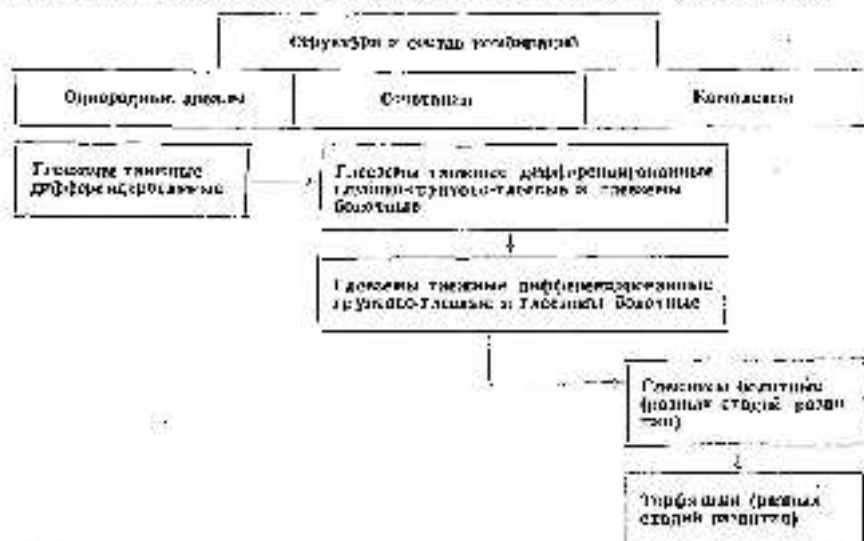


Схема 3. Пространственно-временной ряд неортодоксального развития почвенных комбинирований в условиях группового и смешанного заболачивания



оказывается тип почвенно-торфяного (а на последнем этапе — сфагноватого) заболачивания, так как профиль глеезема с торфяным почвенно-торфяным под (находящимся от глубины их залегания) уже «подготовлен» для катерформизации и достаточно небольшого инвариантного постоления, чтобы началось торфобразование.

Однако статичнее более короткое поррогидроморфное развитие не означает его большей скорости во времени. Последняя зависит от ряда факторов, важнейшие из которых скорости развития болотного массива и рельеф прилегающей к нему суши.

### КАТЕНА ПОВЕРХНОСТНОГО ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

Катена поверхностного заболачивания была изучена на северо-западном склоне основного массива суши к торфянику 3. Ее верхняя почва располагается на повышении рельефа в пихтово-кедровом бруснично-мелкотравно-зеленомошном лесу и представлена глееземом таежного дифференцирования. Нижние почвы приурочены к центральной части торфяника 3 и представлены переходными среднеболотными торфяниками. Общая протяженность катены 245 м, уклон местности 1°, максимальная колебанка абсолютной высоты 0,5—0,7 м (рис. 12).

По структуре эта катена делится на две геоморфические части: элювиальную (разрезы 9—71 и 8—71) и супераккумуляную (остальные разрезы). Элювиальная часть представлена элювиальным сектором (разрез 9—71, глеезем таежный дифференцированный актиничный) и трансэлювиальным (разрез 8—71, глеезем таежный дифференцированный торфянистый). Элювиальную часть можно считать полной для условий плоского рельефа. При таком же рельефе, но лучшем общем дренаже территории (при отсутствии болот) два сектора элювиальной части катены могли бы быть представлены соответственно подзолистыми сульфидными и торфянисто-подзолисто-глееватыми (или таежными) почвами поверхностного увлажнения.

Элювиальная часть катены очень постепенно переходит в супераккумуляную, формирующуюся при дополнительном поверхностном подтоплении болотными водами, поступающими с торфяника 3. В супераккумуляной части катены выделяется трансэлювиально-гидроморфный сектор (разрез 7—71, глеезем болотный торфянистый на профиле глеезема таежного) и гидро-морфный (разрезы 6—71 и 5—71, переходные среднеболотные торфяники). Эта часть катены неполная (усеченная), так как вследствие резкого изменения рельефа между разрезами 7—71 и 6—71 не получает развития промежуточный сектор, который могли бы представлять глееземы болотные торфяные. Граница между двумя секторами супераккумуляной части катены наиболее резко выражена на всем протяжении, все остальные границы также расплывчаты. Следует подчеркнуть, что граница между

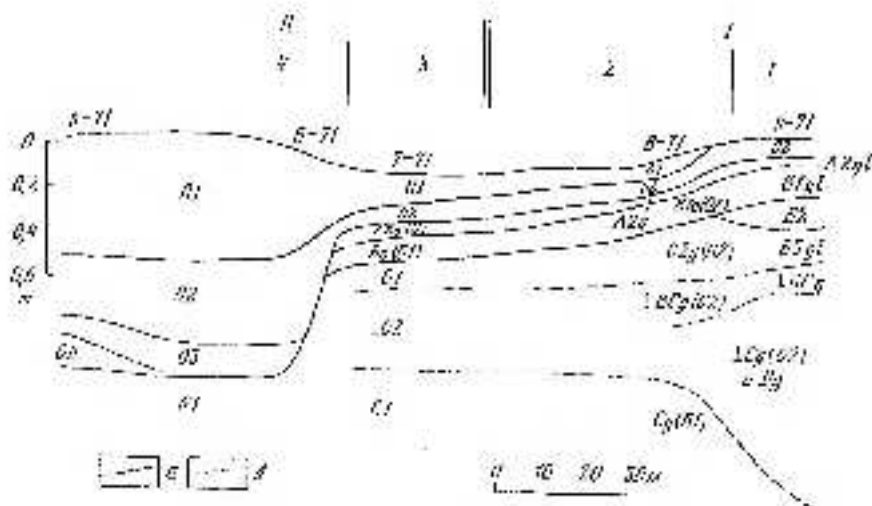


Рис. 18. Катена поверхностного заболачивания в тропе Наль-Я.

Часть катены: I — эвриксия, II — суфраксия. Схематично и, почва и степень: 1 — эвриксия, 2 — суфраксия, 3 — эвриксия, 4 — суфраксия, 5 — эвриксия, 6 — суфраксия, 7 — эвриксия, 8 — суфраксия, 9 — эвриксия, 10 — суфраксия, 11 — эвриксия, 12 — суфраксия, 13 — эвриксия, 14 — суфраксия, 15 — эвриксия, 16 — суфраксия, 17 — эвриксия, 18 — суфраксия, 19 — эвриксия, 20 — суфраксия, 21 — эвриксия, 22 — суфраксия, 23 — эвриксия, 24 — суфраксия, 25 — эвриксия, 26 — суфраксия, 27 — эвриксия, 28 — суфраксия, 29 — эвриксия, 30 — суфраксия, 31 — эвриксия, 32 — суфраксия, 33 — эвриксия, 34 — суфраксия, 35 — эвриксия, 36 — суфраксия, 37 — эвриксия, 38 — суфраксия, 39 — эвриксия, 40 — суфраксия, 41 — эвриксия, 42 — суфраксия, 43 — эвриксия, 44 — суфраксия, 45 — эвриксия, 46 — суфраксия, 47 — эвриксия, 48 — суфраксия, 49 — эвриксия, 50 — суфраксия, 51 — эвриксия, 52 — суфраксия, 53 — эвриксия, 54 — суфраксия, 55 — эвриксия, 56 — суфраксия, 57 — эвриксия, 58 — суфраксия, 59 — эвриксия, 60 — суфраксия, 61 — эвриксия, 62 — суфраксия, 63 — эвриксия, 64 — суфраксия, 65 — эвриксия, 66 — суфраксия, 67 — эвриксия, 68 — суфраксия, 69 — эвриксия, 70 — суфраксия, 71 — эвриксия, 72 — суфраксия, 73 — эвриксия, 74 — суфраксия, 75 — эвриксия, 76 — суфраксия, 77 — эвриксия, 78 — суфраксия, 79 — эвриксия, 80 — суфраксия, 81 — эвриксия, 82 — суфраксия, 83 — эвриксия, 84 — суфраксия, 85 — эвриксия, 86 — суфраксия, 87 — эвриксия, 88 — суфраксия, 89 — эвриксия, 90 — суфраксия, 91 — эвриксия, 92 — суфраксия, 93 — эвриксия, 94 — суфраксия, 95 — эвриксия, 96 — суфраксия, 97 — эвриксия, 98 — суфраксия, 99 — эвриксия, 100 — суфраксия.

двух частям катены и плече языковатой: языки суперэвальной части вклиняются в эвеквильную.

Уровень водных вод в суперэвальной части катены лежит выше поверхности. В трансаэвально-гидроморфном секторе вертикальная мощность слоя этой болотной верхушки ограничивается первым полуметром. Грунтовых вод не обнаружено. В эвеквильной части катены отмечается поверхностное переувлажнение, связанное с тяжелым механическим составом почвы, плохим дренажем и мерзлотным экраном.

Таким образом, изученная катена представляет собой сложное внутрисекторное сопряжение (Глизовская, 1973). Оно в «чистом» виде выражено в двух секторах языковатой части катены. В суперэвальной части обнаруживается не только нисходящий латеральный подток из языковатой части, но и восходящий из более гидроморфного (торфяного) суперэвального сектора в менее гидроморфный трансаэвально-эвеквильный. Таким образом, латеральный поток влаги и вещества имеет здесь обратное направление. Он достигает границы между суперэвальной и языковатой частями катены, что и обуславливает языковатость границы.

Наличие обратного, или восходящего, латерального потока вполне закономерно: слабобугорчатая поверхность болота с разрезами В 71 и Б 71 имеет то же относительное преимущество над участком с разрезами 7—71, что и наиболее пониженный участок катены (разрез 9—71); более того, трехзональный сектор катены (разрез 8—71) и настоящее время находится на более низком относительном уровне, чем поверхность болота. Пола и лапчевидная почве и свойствах последнего не обнаруживаются признаки поверхностного подтопления болотными водами, как не достигают этого участка. Но, очевидно, со временем подтопление не может не проявляться, что одирует границу суперэквальной и элювиальной частей катены вверх по склону.

Таким образом, приведенное выше разделение катены на части и секторы отвечает принятым ставкам ее развития, а ее современная. Последняя же характеризуется тем, что самый нижний, суперэквальный сектор и самый технически подделанный на прошлых стадиях развития преобразился благодаря вертикальному и горизонтальному росту торфа в элювиальный, тематически и технически самостоятельную часть катены. В настоящее время только трехзонально-зональный сектор (разрез 7—71) представляет собой общую суперэквальную часть, по сути дела, двух катен, возникших на месте одной катены: одна из них имеет верхнюю минеральную почву, другая — торфяник (или органическую почву).

Геоморфологические расположения этих двух катен с очевидностью свидетельствует о том, что катена с элювиальной почвой — торфяником, активно растущим и по вертикали и по горизонтали, — поднимается на катену с суперэквальной минеральной почвой и может ее потеснить, так как относительные уровни верхних почв обеих катен уже одинаковы, а торфяник будет продолжать расти. Очевидно, что механизм заболачивания — подтопление минеральной катены болотными водами, стекающими с торфяника и поступающими латеральным путем (по поверхности и верхним горизонтам). Направленные движения этого латерального потока обратное, восходящее по отношению к минеральной катене и выходящее на поверхность к органической катене.

Необходимо обратить внимание на характер проявления хераллоидности и почвогрунтов разных частей и секторов катены. Мерзлые горизонты с первой половины июля 1971 г. (это было особенно жаркое и сухое лето) были обнаружены во всех минеральных почвах суходольных и заболоченных лесов, а также в почвах молодых суходольных необводненных болот (лесным болотом торфянистые переходные). Исключение составляли только грунтово-лесные массивы незаболоченных «островков» среди болот, где мерзлые горизонты отсутствовали. Во всех почвах, в которых были обнаружены мерзлые горизонты, под ними мелкокристаллическую форму и застывшие по все поры, поэтому мерзлая толща сохраняла относительную рыхлость и

летке закрывалась лопатой; кристаллы льда быстро таяли на воздухе, следовательно, температура мерзлых горизонтов была близка к 0° С.

Наиболее высокое значение (50—80 см от поверхности) верхней граница мерзлоты зашкаивает в тучках суходольных лесов (лесоремы ятонокские), здесь же зафиксирована и наибольшая мощность мерзлой толщи; широкую ее граница обнаружена на глубине 240—250 см от поверхности; ниже лежат талый, слабо переувлажненный грунт. Можно предположить, что мерзлая толща не успевает протаять на всю глубину в течение теплого сезона и что верхняя ее часть является длительно-сезонно-мерзлой, а нижняя часть, возможно, представляет собой многолетне-мерзлый слой.

Малая мощность этого слоя и его смыкание со слоем сезонного промерзания говорит в пользу того, что эта многолетняя мерзлота является новообразованной. Обусловление оха, по-видимому, общим ухудшением термического режима территории при заболачивании. Сами болота промерзают неглубоко и быстро оттаивают — это сезонно-мерзлые ландшафты. Но в теплый сезон они прогреваются слабо и на незначительную глубину из-за теплоизолирующих свойств торфа. Поэтому расширение площадей болот отрицательно сказывается на термическом режиме раздольных их суходольях.

В условиях средней тайги Западной Сибири, где многолетняя мерзлота близка к поверхности в целом отсутствует, но термический режим длительно-сезонно-крайне устойчив, новообразованная мерзлота наблюдается в определенных экологических условиях. Подобные же условия создаются и на суходольных суходольях и арвах, где площади болот значительны.

Положение верхней и нижней границ желтой толщ изменяется в заболоченных лесах и на окраинах освобождающихся молодых суходольных болот (соответственно тавгачи тавгачи дифференцированные торфянистые и тавгачи болотные торфянистые переходные); верхняя граница постепенно опускается (до 70—80 см от поверхности), а нижняя поднимается (до 120—150 см). Затем с увеличением заторфывания они сближаются, и в болотах мерзлые горизонты выклиниваются. Можно полагать, что в подобных местоположениях мерзлота является длительно-сезонной, но в отдельные годы с наиболее холодным летом здесь могут остаться ее пережитки.

Таким образом, заболачивание на тяжелых породах обуславливает своеобразную динамику мерзлотных условий. Первоначально, при умеренном расширении площади болот, длительно-сезонная и сезонная мерзлота на суходольях и заболоченных суходольях сочетается с сезонной мерзлотой в болотах. С расширением площадей болот под суходольными лесами выклиниваются острова многолетней мерзлоты; мерзлотный режим заболоченных лесов и болот остается прежним. На завершающей стадии заболачивания, когда участки суходольей превращаются в

контроля среди болот (как на болоте Остропыток на профиле Нель-Ях), их чернический листный режим почти вырабатывается, многолетняя мерзлота вновь смещается длительно-сезонной и затем сезонной.

Перейдем к описанию морфологических и химических свойств отдельных почвенных профилей, подстилающих порослидро-морфное развитие катены.

### Глеезены таскные дифференцированные

Эти почвы сформированы и развиты в экваториальной части катены.

**Разрез 9—71.** Вершина увала. Березово-тихвово-кадровый лес бруснично-мелкокрапиво-зеленомошный. Редкий подлесок из рябины и липовника. Мелкоотрава — майник, седмичник, ландша, грушанка. Местами чернично-коровый.

С2 0—11 см. Толща бурая торфянистая пластичая, рыхлая, уплотненная, много корней, сильно заболоченная похара. Переход резкий.

A2gl 11—16 см. Суглинок редкочастотный бурый, местами тонше разжигания нити, нечеткоокончательный, очень рыхлый, много корней, уплотненный. Переход очень постепенный, нитями и нитями до глубины 25 см, по границе нити.

B1gl 16—35 см. Суглинок грязно-бурый с ржавыми отскоком, местами сжигание с яркими нитями нити и разжигание, нечеткоокончательный, уплотненный, много корней. Переход постепенный.

B2 35—55 см. Суглинок бурый, нити отслаивая пил, сильно-пластичий, рыхлый, много корней, нечеткоокончательный макроскопический. Переход очень постепенный.

B3gl 55—81 см. Тот же суглинок, сжигание-бурый. Местами сжигание разжигание нити, много корней, нити уплотненный, много корней. Переход постепенный.

1 B4gl 81—92 см. Суглинок с яркой ржавой окраской по макроскопии, уплотненный-жирный, при отслаивании нити, корни суглинные. Переход резкий.

1 Cg (12) 92—240 см. Суглинисто-глинистая толща пластичая ржаво-красная. Длинными нитями, в нижней части длинными нитями, сжигание очень ярким: горизонтальные нити разжигание по окраске нити, нити сжигание диффузные нити окислен Fe и болотом нити, здесь же, нити нити нити нити. Граница не выражена.

Cg 240—260 см. Тонкий, в остальном аналогичный предыдущему.

Почва сформирована на литологически неоднородной толще. Главная масса нити прослеживается на глубине 160—170 см (тяжелый суглинок — легкая глина); возмущенная толща неоднородность толща на глубине 102 см при смене среднего суглинка таскным. В азбых случаях литологические контакты размываются в глубоких мерзлых горизонтах профиля и не могут сильно повлиять на процессы и свойства, присущие сезонным диалектическим таскным.

В морфологическом профиле прослеживаются отчетливые признаки экваториально-кислотной дифференциации, поверхностного сжигания и грубогумусной аккумуляции. Тип профиля: C2—A2gl—Bg1—B—Bg—C<sub>2</sub>(Cg).

Подстилка торфянистая, ее мощность соответствует наиболее часто встречающейся средней мощности этих горизонтов в средне-тяжелых луговых лесах Западной Сибири (Жарикова, 1973а).

Минеральный профиль имеет четковые характеристики, свойственные подстильным суглинистым почвам. Под подстилкой развит осветленный горизонт, его малая мощность (5 см) также соответствует среднему значению этого показателя у почв в этом ландшафте. Структура и сложение этого горизонта, отсутствию в нем пластичности и незначительное осветление указывают на слабое развитие элювиальных масс при даже в такой маломощной толще. Этому горизонту всегда присуща пластичность.

Сильно ярким по окраске является горизонт Bgl. Его преобладающий ржавый тон свидетельствует о ржавом восстановлении и последующего кратковременного и не массового окисления (слабые пятна), а отсутствию таких признаков, как увеличение плотности, утяжеление механического состава, куцаны на стенках пилы и пустоты, — а слабо выраженных элювиальных свойств этого горизонта.

Наличие следующего по глубине горизонта B2, морфологически нестатистичного к подстильному ялову глиноватому и глеевым горизонтам, показывает, что в профиле этих почв существует две формы поверхностного отложения. Одна из них проявляется в верхних горизонтах и обусловлена теплоизолирующей и гидрофильной подстилкой. Вторая форма возникает в нижней части горизонта В и связана с тем, что феллоиды, прилегающей слоя сверху ялови за счет заходления благодаря низкой водоподаваемости нижних горизонтов профили в корды, а в изучаемой почве, кроме того, благодаря наличию морзлого окрала. Это создает глееватость нижних горизонтов профиля и обуславливает частое присутствие в них верховодки.

Тяжелые почвообразующие породы в среднем тайге Западной Сибири всегда стабильно оглеены, что связано с их преимущественно пачеро-алювиальным генезисом, а в палеогеографическом и геоморфологическом аспектах — с отсутствием перелом развития территории (ксеротермических фаз, т.е. южной деградации), на протяжении которых почвообразующие толщ могли бы освободиться от избытка влаги и эродироваться.

В зависимости от степени дренажности каждой конкретной толщ стабильное оглеение нижних горизонтов профиля отмечается на разной глубине. Поэтому создаваемая над этим откосительными водоупором глееватость (или оглеение) может совпадать с верхней подподстилкой глееватостью или они могут быть разбиты по глубине, как в разрезе 9—71. Этот случай указывает на статистично высокую дренажность почвенного профиля.

Величина рН (водного) очень постепенно увеличивается к нижним горизонтам, достигая значения около 5,5 на глубине примерно 1 м, и в самой нижней части, практически не затрону-



той почвообразованиям, pH же поднимается выше 5,8. Сумма поглощенных  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  очень невелика для супеснистого механического состава и почти не изменяется по профилю. На увеличение наблюдается с глубины 102 см, уже в горизонте Сг, что может быть связано как с возможной литологической сменой слоев, так и с надкрасотной аккумуляцией оснований из растворов, застывающих здесь над морозотой и в верхней части гравийной толщи торфя. Сумма поглощенных оснований в целом распределена не по алюмокальцино-аллювиальному, а по алюмокальциевому типу. Поглощающий комплекс сильно уменьшается до 102 см, ниже он неясно слаб, но тоже не имеет в пределах 3-метровой толщи насыщенных горизонтов не обнаруживается (табл. 43).

Иллювиальный гумус проникает клиновидные горизонты из значительную глубину (около 80 см), но его заметное количество фиксируется только в горизонтах А2gl (2,5%) и В1gl (1%), ниже его содержание колеблется в пределах от 0,5 до <1%. Этот гумус по своему составу фульватный, не содержащий оснований, поэтому он не оказывает влияния на кислотность поглощающего даже в верхних минеральных горизонтах, где его количество значительно. Следует отметить, что горизонт А2gl этих почв обычно имеет сероватый или буроватый оттенок, связанный с иллювиально-гумусовым пропрепированием.

Таким образом, наиболее мобильные свойства этой почвы свидетельствуют о том, что ее минеральная масса из значительную глубину равномерно выщелачивается и обмывает в связи с этим сильно разрушенным поглощающим комплексом, а также что имеет место приповерхностное почвообразование гумуса. Характерно очень монотонное алюмокальциевое распределение этих свойств, отсутствие сколько-нибудь выраженных иллювиально-аккумулятивных горизонтов. Последние встречаются только в верхней части почвообразующей породы.

Рассмотрение более устойчивых (консервативных) свойств дает представляющее об интегральном результате данных исследований (табл. 44) профиль процессов, действующих в почвенной толще. Механический состав и распределение по глубине наиболее подвижной фракции отличаются монотонностью, значительные колебания в ее содержании отмечаются только в местах возможного (102 см) или чистого (160 см) литологического контакта. В верхней однородной толще колебания в содержании не составляют всего 4%. Горизонт В1gl содержит глины 3%, больше, чем алюмокальциевый горизонт А2gl, это перераспределение некой фракции можно считать как крайнее слабое. Второй максимум глины приходится в верхней части длительного-ерзлой толщи, горизонта ВСг (табл. 44).

Валовой состав механизма этой почвы также весьма однороден; это относится не только к верхнему однородному супеснику, но и к лежащей ниже толще, где прослеживаются один или два других литологических слоя. Их присутствие очень сла-

Таблица 44. Механический состав тяжелого дифференцированного габбро-ма<sup>а</sup>, %. Разрез В—71

| Горизонт | Толщина, см | Пироксен-плагиоклаз, % | Пироксен-гранат, % | Размер зерен, мм |       |         |            |             |         |        |
|----------|-------------|------------------------|--------------------|------------------|-------|---------|------------|-------------|---------|--------|
|          |             |                        |                    | 10—20            | 10—20 | 0,5—0,1 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | < 0,001 | < 0,01 |
| A2gl     | 11—16       | 2,53                   | 5                  | 0                | 12    | 26      | 8          | 10          | 19      | 37     |
| B1gl     | 16—35       | 2,08                   | 4                  | 0                | 15    | 42      | 6          | 8           | 22      | 39     |
| B2       | 35—46       | 2,55                   | 5                  | 0                | 15    | 43      | 5          | 9           | 21      | 37     |
| B3gl     | 46—58       | 3,21                   | 4                  | 0                | 18    | 45      | 7          | 8           | 32      | 35     |
|          | 58—71       | 3,17                   | 2                  | 0                | 13    | 48      | 5          | 7           | 25      | 32     |
| ±BCgl    | 71—84       | 3,23                   | 2                  | 0                | 13    | 48      | 8          | 9           | 25      | 37     |
|          | 84—92       | 3,31                   | 5                  | 0                | 13    | 46      | 6          | 7           | 33      | 33     |
| ±Cg (Dc) | 92—102      | 3,36                   | 4                  | 0                | 15    | 49      | 6          | 5           | 19      | 30     |
|          | 102—120     | 3,41                   | 6                  | 0                | 10    | 39      | 9          | 7           | 29      | 45     |
|          | 120—150     | 3,45                   | 6                  | 4                | 10    | 34      | 9          | 8           | 24      | 41     |
|          | 150—160     | 3,25                   | 5                  | 0                | 4     | 50      | 14         | 3           | 31      | 51     |
|          | 160—240     | 3,25                   | 5                  | 0                | 5     | 38      | 16         | 8           | 26      | 32     |
|          | 240—280     | 3,27                   | 6                  | 0                | 7     | 34      | 17         | 4           | 28      | 46     |
| Cg       | 280—300     | 3,15                   | 4                  | 0                | 11    | 34      | 16         | 5           | 30      | 51     |

<sup>а</sup> Анализ Ю. М. Колосова.

бы выражено в валевом составе; можно сказать, что по химическому составу 3-метровая толща является практически однородной. Следует отметить, что по валевому содержанию  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$  эвтексимальный и пликсимальный горизонты профиля не различаются. Очень слабое увеличение в содержании  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (в пределах 1—1,5%) наблюдается в нижних горизонтах профиля; по  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —это горизонт BCgl, по  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —горизонт B3gl (табл. 45). Над предполагаемым литологическим контактом (102 см) выражена эвтексимально-гипсовый вынос  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и отчасти  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; зона подконтактного обогащения  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  проследивается в валевом составе мелкозернистой и кля, в вытекке 1а и 1б.

В валевом составе пылевой фракции обнаруживаются небольшие эвтексимально-пликсимальная дифференциация между горизонтами A2gl и B1gl; она в первом в пещерной степени обогащена кремнеземом, кварца и обидом  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (табл. 46). Таким образом, обогащения горизонта A2gl обеспечивается в основном, обогащением гидроокислов железа из наиболее тонких фракций, а также выносом глинозема гунусовых соединений. Такое же эвтексимально-пликсимальное перераспределение между горизонтами A2gl и B1gl наблюдается и у оксидов растворимых  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Их содержание в аскаленте ниже толще достаточно однородно; количество оксидов-растворимых  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  заметно возрастает в горизонте BCgl и затем резко сни-

Таблица 45 Вязовой состав вязового дифференцированного гнейса, % по прокаленной пыли\*. Разрез 9—71

| Глубина,<br>см | Потеря при прокаливании, % | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | Сумма |       |
|----------------|----------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|
| A2g1           | 11—18                      | 8,51             | 76,55                          | 13,30                          | 4,26 | 1,98 | 0,71  | 90,75 |
| B1g1           | 18—35                      | 6,83             | 75,82                          | 13,56                          | 4,82 | 2,00 | 0,50  | 90,87 |
| B2             | 35—48                      | 6,05             | 75,20                          | 13,73                          | 4,00 | 2,09 | 0,73  | 90,56 |
|                | 48—58                      | 5,43             | 75,56                          | 13,29                          | 4,45 | 2,00 | 0,67  | 90,65 |
| B3g1           | 58—71                      | 5,43             | 75,64                          | 13,00                          | 4,43 | 1,96 | 0,57  | 90,30 |
|                | 71—81                      | 5,50             | 75,33                          | 11,16                          | 4,70 | 2,04 | 1,07  | 97,12 |
| LCBg           | 81—92                      | 6,16             | 74,11                          | 13,77                          | 5,72 | 1,82 | 1,22  | 90,46 |
| CG(Cg)         | 92—102                     | 4,80             | 73,84                          | 13,55                          | 3,73 | 1,86 | 0,54  | 90,15 |
|                | 102—120                    | 6,30             | 73,31                          | 13,80                          | 4,79 | 1,86 | 1,07  | 95,28 |
|                | 120—160                    | 4,75             | 74,43                          | 13,06                          | 4,44 | 1,87 | 1,35  | 90,47 |
|                | 160—180                    | 6,30             | 72,90                          | 14,40                          | 5,81 | 1,23 | 1,56  | 90,39 |
|                | 180—240                    | 5,62             | 74,01                          | 13,50                          | 3,60 | 1,77 | 1,53  | 90,49 |
| Cg             | 240—260                    | 6,52             | 73,83                          | 13,15                          | 4,83 | 1,72 | 1,49  | 90,05 |
|                | 260—310                    | 6,10             | 73,56                          | 13,44                          | 3,06 | 1,86 | 1,54  | 95,33 |

\* Анализ Д. Р. Лазина.

жестом над литологическим контактом, где уменьшается и количество оксидно-растворенного Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Таким образом, алюмокалино-силикатная дифференциация изученной породы по перераспределению веществ и по глубине очень слабая. Она выражается в приповерхностном перераспределении и основном изоморфизме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и очень слабо — по распределению ила. В результате формируется малоинтенсивный горизонт A2g1; его существенно обогащают незначительным количеством гидроксидов железа из мелкогома в целом (связно с более крупными частями), но главным образом из тонких фракций породы (Зайдальская, 1974). Это незначительное перераспределение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> осуществляется на фоне общего выжигивания SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub> и гумуса из основной толщи, которая до литологического контакта вся имеет алюмокалино-силикатный характер (с небольшой надконтактной и надмерзлотной аккумуляцией).

Слабая выраженность алюмокалино-силикатной дифференциации и ее приповерхностный характер позволяют рассмотреть ее как современный процесс. Другие, также современные процессы — это грубогумусная аккумуляция, алюмокалино-силикатная аккумуляция гумуса, преобладание большей части почвенной толщи и стабильное оглеение нижних горизонтов профиля и породы.

Данные изучения вязового дифференцированного гнейса, как и других гнейсов-слюдянистых водоразделов средней тайги Западной Сибири, позволяют рассмотреть вопрос о харак-

Таблица 4Б. Валовой состав глинистой фракции таласского дифференцированного глеезема, % на промывную шкалу\*. Газрег Н—71

| Горючий | Сугилит,<br>см | Плотность при<br>прокалывании,<br>% | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | Глина |
|---------|----------------|-------------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|
| A2gl    | 14—18          | 48,15                               | 58,34            | 22,55                          | 10,70                          | 3,12 | 1,57 | 90,84 |
| B1gl    | 16—26          | 47,35                               | 55,43            | 23,88                          | 13,38                          | 2,45 | 1,88 | 90,57 |
| B2      | 26—48          | 46,70                               | 55,00            | 24,48                          | 12,19                          | 2,86 | 1,51 | 97,06 |
|         | 46—58          | 46,15                               | 58,89            | 23,78                          | 11,60                          | 2,58 | 2,16 | 93,90 |
| B3gl    | 58—71          | 46,31                               | 55,58            | 23,80                          | 11,90                          | 3,11 | 2,22 | 90,51 |
|         | 71—84          | 46,30                               | 55,08            | 23,77                          | 12,03                          | 2,58 | 2,44 | 90,38 |
| LCBg    | 84—92          | 46,34                               | 55,16            | 23,68                          | 12,47                          | 2,75 | 2,33 | 90,38 |
| LCg(Tg) | 92—102         | 45,89                               | 56,32            | 23,66                          | 11,44                          | 2,86 | 2,38 | 86,49 |
|         | 102—130        | 45,54                               | 55,57            | 23,17                          | 11,63                          | 2,10 | 2,33 | 86,78 |
|         | 130—251        | 45,81                               | 58,21            | 22,19                          | 11,40                          | 3,10 | 2,55 | 90,45 |

\* Аутрикс Д. П. Вспомог.

тере преобладающих этапов почвообразования в глееземе. Ихтихих признаков более высокой почвообразования, которые можно было бы связывать с более теплыми биоклиматическими условиями (южная тайга, подтайга), и подобных почвах много лет; такими признаками должны были бы быть стелющаяся и достаточно глубокая эвклиново-иллювиальная дифференциация и, возможно, слабые гумусо-аккумулятивные процессы. Напротив, профиль этой почвы, как и других подобных ей почв, указывает, что преобладающие периоды почвообразования в глееземе могли быть более суровыми по температурному режиму, чем современные.

Следует напомнить, что до образования болот и понижения рельефа и заторфовывания речной сети дренаж этой территории и температурный режим в ее пределах были более благоприятными, даже если допустить неизменность общей биоклиматической обстановки с начала голоцена. Между тем на палеотопографическом изображении на изученной территории было выражено два периода оптимальных биоклиматических условий, теплых и влажных: бореал (8 тыс. лет назад) и вторая половина атлантического периода (верхняя граница 4500 лет назад). Позже наблюдалось прогрессирующее похолодание, захватывающее и современный период.

Таким образом, заметная эвклиново-иллювиальная дифференциация почв на плоских супрессивно-стелющихся подразделах средней тайги Западной Сибири могла проявиться в бореальное время и во вторую половину атлантического. Она должна была быть выражена в гораздо большей степени, чем наблюдается в настоящее время, так как ей благоприятствовал не только климат, но и значительные лучшие условия дренажирования — гораздо более развитое болото. Тем не менее признаки теплого,

более активного почвообразования в почвах супрессивно-лигнитных среднетяжелых подгруппах отсутствуют.

Объяснить это тем, что существовавшие в бурзальном и аляутинском периодах в средней тайге Западной Сибири текстурно-дифференцированные почвы были уничтожены в результате интенсивной денудации, тем сомнительно. В условиях крайнего выносожжения рельефа денудация, особенно под лесной растительностью, слабо выражена. В южной тайге на таких почвах поверхности сохранились нарушенные профили почв со вторыми гумусовыми горизонтами, которые большей частью датируются аляутинским периодом, а характерные образцы бурзальны. Более того, в условиях значительного большего эрозионного рельефа и, следовательно, более интенсивной денудации на Русской равнине хорошо сохранились подзолистые почвы, сформировавшиеся в аляутинский период (Таргульяк и др., 1974).

Можно предложить следующее объяснение: подобные почвы не формировались в толщине на этой территории, поскольку климатические условия не способствовали этому, по-видимому, так же, как и на предшествующих этапах. Это в полной мере относится к аляутинскому периоду. Очевидно, климатические условия были такими же, как современные, или даже более суровыми и не могли создать текстурно-дифференцированные почвы даже в условиях лучшего дренажа. Формировались почвы исключительно изредка ряда с железистой корой алювожелезистой толщей. На определенном этапе развития подобного почвообразования возникла гитроверксонная энтодактилоидная дифференциация гидроксидов железа и алюминия; трудно сказать, когда это могло произойти, так как это свойство относится к числу мобильных.

Мы не будем приводить здесь более детальной характеристики таежного дифференцированного глеевого, так как свойства глеевых почв уже были нами описаны ранее (Карпачев, 1973а) и извлеченный кварц практически не несет дополнительной информации.

Заключительное описание рассматриваемых почв, основанное на их классификационном положении и номенклатуре. Подобные почвы Западной Сибири всегда выделялись в типе подзолистых почв, и последнее время — как особый фациальный подтип (Почвенно-географическое районирование СССР, 1962; Уфимцева, 1974). Таким же остался их таксономическое положение и в последнем руководстве по диагностике почв СССР (Классификация и диагностика почв СССР, 1977).

Была сделана попытка отделить эти почвы от супрессивных подзолистых почв ввиду отличия их основных диагностических признаков. В соответствии с представлением о них как о почвах оглобного гетерического типа или особом подтипе в типе глеевых почв почва эти почвы получали предварительные названия: подзолисто-эрозионально-глеевые и типе таежно-поверхност-

по-главным почв (Дуагова, Гаурилова, 1971); подзолистые элювиально-глееватые — подтип с однородным типом (Караванова, 1973б); кислые элювиально-глеевые дифференцированные — особый тип (Караванова, 1973а); последнее название, по-видимому, существенно точно отражает генетическую сущность этих почв. В процессе работы над почвенной картой СССР (Программа почвенной карты СССР..., 1972) название подобных почв было изменено, их стали именовать «кислыми таежными дифференцированными (и оподзоленными)». Последнего названия мы и придерживаемся в настоящем исследовании.

### Глеевые таежные дифференцированные торфянистые

Эти почвы формируются в транзитивальном секторе элювиальной части катены. Для этого сектора характерно длительное увлажнение, создаваемое латеральным потоком влаги по поверхности почвы и в ее подмерзистой толще. Можно сказать, что этот участок еще не испытывает дополнительного увлажнения от болота, хотя близость кромки болотного не исключает такого явления. Если последнее имеет место, то этот сектор следует рассматривать как транзитивно-субкоррелирующий сектор субэквилиевой части катены.

**Разрз 8—71.** Лесово-болотный лес с березой, напочвенный покров хвощево-долгомошное-сфагновый. Местами брусника и лишай. В 10—15 см от кромки болота, северный очень пологий склон.

От 0—13 см. Переходящая в лесовую подстилка, очень влажная, с редкими корнями. Переход незаметный.

От 13—19 см. Толстая бурная кустиково-ветвистая подстилка, очень влажная, торфяная (с этим связана ее повышенная кислотность), много углей. Переход резкий.

От 19—26 см. Тяжелый суглинок, равномерно окрашенный: на светло-буром фоне бледно-розовые нити, слабые разломы и торфяные пятна по жару бодрострунный, рыхлый, очень влажный, много корней. Переход постепенный.

От 26—43 см. Тяжелый суглинок, равномерно-окрашенный: на розовом фоне слабые нити и разломы; желто-топкосоветный, много торфяк, торфяной. Переход постепенный.

От 43—82 см. Тяжелый суглинок, с чередованием рыхлых и плотных нитей и разломов, желтая тонкая корневая сеть, торфяк единичный. Переход на болото.

От 82—150 см. В общем сходен с предыдущим, но отличается мерзлотой, обильные точечные желто-красноватые конкреции. Переход пестрый.

От 150—180 см (бол.). Тяжелый суглинок, почти равномерной светло-серой окраски, тонковетвистый, галый, сухой.

Общие особенности морфологии этой почвы заключаются в наличии жесткой подстилки и в довольно сильном сжатии всего профиля; на глеевом фоне проявляется двоякая дифференциация на элювиальный и иллювиальный горизонты. Характерна двухслойность подстилки: верхний ее слой доломитового

система развивается по лессажу, весьма мощному слою подстил-ки подзолообразного леса. Это позволяет предполагать, что эта почва ранее формировалась в экотипических условиях, сходных с условиями формирования автономного цессема разреза 9—71. Эти почвы, возможно, были не аналогичны, но близки: различия относительных высот расположения около разрезов составляют всего 10 см.

Сейчас участок, где заложен разрез 8—71, представляет собой сильноизбыточный лес. Рассматривать этот ландшафт как стадию выстативления после пожара нельзя, так как он постепенно сменяется болотом; пожар, возможно, сыграл роль лишь в усилении гидрокарбонатности. В слое подстилки сфагновый торф пока не слагается, хотя сфагны преобладают в моховом ковровом одеянии, сфагновая стадия будет следующей в развитии прилегающего горизонта.

Таким образом, двухслойное строение подстилки свидетельствует о нарастании гидрокарбонатности этой почвы. Поскольку в условиях кустарничково-беломохного лесообразного покрова степень спелекты (глееватости) преобладающей части минерального профиля незначительна, современное спелектыное одеяние всех цитеральных горизонтов можно воспринимать как вторичное явление, возникшее в результате прогрессирующего увлажняющего эволюции участка. Последнее связано с ростом торфяника 3 и ухудшением условий оттока влаги со склона.

Близкий к горизонту профиля (A2g) имеет практически ту же мощность, что и в разрезе автономного глеезема, что также позволяет предполагать сходство их профилей в период существования разреза 8—71. Вся почва горизонтов В является сейчас глеевой (G2); подзоны B1g, B2g, и т. д. введены условно, с целью облегчить сравнение этих почв с автономным глееземом.

Разрез 8—71 закрывает однородную толщу крупновеселого тяжелого суглинка. Весь почвенный профиль, в породе, является и неветраченным. Следует отметить, что по сравнению с автономным глееземом верхняя толща отменяемых толщ до глубины около 50 см несколько более кислая, в горизонте A2g значительно более непастбищной. В то же время эти признаки разреза в меньшей степени выражены, чем в автономном глеезем, что следует связывать с ухудшением условий вертикальной фильтрации влаги при усилении спелекты. Емкость поглощения снижается вследствие уменьшения и большей сухой гетерогенности оснований по сравнению с автономным глееземом ввиду более высокого содержания легкой фракции. Выявляется отчетливое обеднение подстилки комплексом соединений и минеральном горизонте и увеличение их содержания в горизонтах В.

В профиле цессема глеезема дифференцированного торфянистости в более сильной степени, чем в автономном глеезем, выражено иллюэирование подвижного бесцветного гумуса. Оно распространяется до глубины 13 см и связано с нарастанием

гидроморфизма и увеличением количества оторфшелей подстилки.

Механический состав профиля почти очень однороден. Отличается некоторое приповерхностное перераспределение дилатей фракции — в горизонте A2g ее на 3% меньше, чем в горизонте B1g. Это можно расценить как очень слабое перераспределение, не способное к подолжению сульфидных полей (табл. 47 и 48).

По валовому составу эвневальный горизонт выделяется очень небольшим уменьшением количества  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$  по сравнению с горизонтом B1g. Но в то же время оба эти горизонта являются обедненными железом  $Fe_2O_3$  по сравнению с эвневальными горизонтами штокунского габбро, хотя по содержанию этого оксида в разрезе оба разреза близки. Максимум валового  $Fe_2O_3$  приходится к горизонту B2g, лежащему под дилатейными разрезами акрином. Он обеспечивается, как можно полагать, не только вертикальным заносом  $Fe_2O_3$ , но и его латеральным подтоком по дилатейно-красному экрану и последующим выделением. Разрез 8—71 расположен вблизи соосажденно-выстаивательского барьера катаны и в месте взаимодействия латеральных растворов эвневальной части и балотных вод ее суперэквивалентной части. Валовый  $Al_2O_3$  распределен по профилю в общем достаточно равномерно (табл. 49).

Аморфное  $R_2O_3$ , несмотря на большую степень окисления, содержится в разрезе 8—71 в меньшем количестве, чем в эвневальном габбро. Вместе с обеднением верхних горизонтов железом  $Fe_2O_3$ , это свидетельствует о трансэвневальном характере этого профиля. По аморфным  $R_2O_3$  отмечается небольшая эвневально-плотоявляющая дифференциация между горизонтами A2g и B1g, что свойственно этим почвам.

Следует обратить внимание и на валовое распределение RO в поверхностных эвневальных горизонтах (A2g и B1g). Они оказываются заметно обедненными MgO (это выделяется и в валовом составе пня). По-видимому, это свойство обеспечивается окислительной минералогической трансформацией в глинистой части почвы, возможно, разрушением хлоритовых минералов и потерей Mg; тенденция к подобной трансформации в верхних горизонтах этих почв уже отмечалась нами ранее (Караванен, 1973а). Верхние минеральные горизонты отличаются значительным содержанием валового CaO. Причина этого не совсем ясна.

По валовому составу низ эвневальной горючки характеризуется слабым обеднением  $R_2O_3$  и относительно их обогащением в горизонте B1g (табл. 50).

Рассмотренный разрез 8—71 представляет собой первый член в ряду поверхностного замечивания автономного габбро. Понимая, что ввиду автономных габбро достаточно варирующей, без уверенности в том, что разрез 8—71 и 9—71 были вполне идентичны до нарастания гидроморфизма в породах разреза. Тем не менее некоторые отличия свойств этого разреза

Таблица 47. Механический состав зольного дифференцированного торфянистого горизонта %, %. Разрез 8-71

| Горизонт | Глубина, см | Гранулометрический состав, % | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Размер частиц, мм |            |             |              |              |        |        |
|----------|-------------|------------------------------|------------------------------|-------------------|------------|-------------|--------------|--------------|--------|--------|
|          |             |                              |                              | 1,0-0,25          | 0,25-0,075 | 0,075-0,025 | 0,025-0,0075 | 0,0075-0,002 | <0,002 | <0,001 |
| A2g      | 19-26       | 3,25                         | 4                            | 0                 | 12         | 39          | 40           | 9            | 25     | 45     |
| B1g      | 26-43       | 3,17                         | 5                            | 0                 | 8          | 33          | 19           | 9            | 25     | 48     |
| Cg       | 43-80       | 2,75                         | 4                            | 0                 | 5          | 20          | 49           | 12           | 27     | 50     |
|          | 60-72       | 2,13                         | 3                            | 0                 | 12         | 39          | 40           | 3            | 25     | 46     |
|          | 72-82       | 2,13                         | 5                            | 0                 | 12         | 40          | 40           | 6            | 27     | 47     |
| ЛВСгг    | 82-110      | 3,17                         | 1                            | 0                 | 12         | 40          | 9            | 8            | 27     | 44     |
|          | 110-150     | 3,21                         | 5                            | 0                 | 10         | 41          | 0            | 6            | 28     | 43     |
| Cg       | 150-165     | 3,30                         | 3                            | 0                 | 2          | 40          | 9            | 8            | 30     | 47     |
|          | 165-180     | 3,61                         | 8                            | 0                 | 8          | 40          | 15           | 6            | 30     | 46     |

\* Анализ: Ю. К. Колесова.

Таблица 48. Состав зольного дифференцированного торфянистого горизонта %, Разрез 8-71

| Горизонт | Глубина, см | pH       |               | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Полужелатинизованный азот (по 100 г сырья) |                              |                |                                               | Водородный потенциал, мВ | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |  |
|----------|-------------|----------|---------------|------------------------------|--------------------------------------------|------------------------------|----------------|-----------------------------------------------|--------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--|
|          |             | свободн. | связанн.      |                              | C <sub>2</sub> H <sub>5</sub>              | NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> | H <sub>2</sub> | C <sub>2</sub> H <sub>5</sub> NH <sub>2</sub> |                          | по Ткачеву, %                  |                                |  |
|          |             |          | по Ткачеву, % |                              |                                            |                              |                |                                               |                          |                                |                                |  |
| O1       | 0—10        | 4,0      | 3,3           | 91,28**                      | 15,7                                       | 7,5                          | 35,8           | 62,3                                          | 63                       | —                              | —                              |  |
| O2       | 10—19       | 4,4      | 3,2           | 94,75**                      | 12,8                                       | 7,0                          | 37,2           | 53,2                                          | 65                       | То же                          | То же                          |  |
| A2g      | 19—26       | 4,7      | 3,6           | 2,3                          | 5,7                                        | 2,4                          | 35,5           | 41,9                                          | 30                       | 0,36                           | 0,52                           |  |
| B1g      | 26—43       | 4,7      | 3,5           | 1,6                          | 5,4                                        | 4,0                          | 11,4           | 25,7                                          | 41                       | 0,43                           | 0,72                           |  |
| B2g      | 42—60       | 4,3      | 3,0           | 0,3                          | 9,2                                        | 1,9                          | 9,6            | 21,7                                          | 49                       | 0,46                           | 0,60                           |  |
|          | 60—72       | 3,3      | 3,1           | 0,3                          | 9,1                                        | 3,2                          | 8,9            | 21,3                                          | 37                       | 0,38                           | 0,46                           |  |
|          | 72—82       | 3,2      | 4,1           | 0,5                          | 7,5                                        | 4,0                          | 6,6            | 18,7                                          | 35                       | 0,36                           | 0,48                           |  |
| ЛВСгг    | 82—110      | 3,2      | 3,0           | 0,4                          | 9,1                                        | 3,3                          | 2,6            | 16,4                                          | 43                       | 0,24                           | 0,37                           |  |
|          | 110—150     | 3,3      | 3,1           | 0,5                          | 12,0                                       | 4,5                          | 1,8            | 19,4                                          | 16                       | 0,15                           | 0,24                           |  |
| Cg       | 150—165     | 3,4      | 4,3           | 0,4                          | 9,3                                        | 7,1                          | 1,8            | 18,1                                          | 10                       | 0,15                           | 0,23                           |  |
|          | 165—180     | 3,3      | 4,1           | 0,4                          | 10,6                                       | 5,4                          | 1,6            | 17,3                                          | 9                        | 0,15                           | 0,23                           |  |

\* Значения Ю. В. Колесова, Л. А. Исаева, Т. К. Волынецкая.

\*\* Показатели ориентации.

можно уверенно связать с нарастающим поверхностным заболачиванием, а некоторые — лишь предположительно.

Начавшееся поверхностное заболачивание способствовало усложнению описания почвенного профиля, стимулировало начало торфянакопления до фазы лесной подстилки, ускорило катеналь-

Таблица 49. Валовой состав таежного дифференцированного торфянистого глеезема, % на прокаленную почву\*. Разрез 6—71

| Горизонт         | Глубина, см | Содержание прокаленной почв., % | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | Сумма |
|------------------|-------------|---------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|
| A <sub>2</sub>   | 19—23       | 8,72                            | 70,40            | 18,11                          | 8,51                           | 2,11 | 0,72 | 95,48 |
| B <sub>1</sub> E | 26—33       | 7,84                            | 74,89            | 14,06                          | 8,76                           | 1,97 | 0,65 | 85,43 |
| B <sub>2</sub> g | 44—60       | 6,17                            | 73,81            | 13,83                          | 5,16                           | 1,26 | 1,35 | 85,51 |
|                  | 60—72       | 5,98                            | 73,25            | 14,36                          | 6,15                           | 1,55 | 1,70 | 87,01 |
|                  | 72—82       | 5,57                            | 73,20            | 14,62                          | 4,81                           | 1,80 | 1,61 | 86,07 |
| LCBg             | 82—110      | 5,45                            | 73,67            | 13,95                          | 5,28                           | 1,72 | 1,30 | 86,02 |
|                  | 110—150     | 5,58                            | 73,39            | 14,93                          | 4,83                           | 1,70 | 1,07 | 86,23 |
| C <sub>g</sub>   | 150—165     | 5,52                            | 73,40            | 14,36                          | 4,79                           | 1,73 | 1,05 | 85,88 |
|                  | 165—180     | 6,05                            | 73,48            | 15,21                          | 4,01                           | 1,07 | 1,71 | 90,69 |

\* Анализ Т. А. Гусевской.

Таблица 50. Валовой состав нижней фракции таежного дифференцированного торфянистого глеезема, % на прокаленную почву\*. Разрез 6—71

| Горизонт         | Глубина, см | Содержание прокаленной почв., % | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | Сумма |
|------------------|-------------|---------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|
| A <sub>2</sub> g | 16—20       | 16,66                           | 59,59            | 21,35                          | 11,75                          | 2,01 | 1,91 | 98,75 |
| B <sub>1</sub> E | 20—43       | 17,90                           | 55,95            | 23,42                          | 12,61                          | 2,20 | 2,40 | 96,81 |
| B <sub>2</sub> g | 43—60       | 15,57                           | 59,67            | 24,22                          | 11,62                          | 2,41 | 2,42 | 97,34 |
|                  | 60—72       | 15,35                           | 59,72            | 24,31                          | 11,63                          | 2,55 | 2,44 | 97,84 |
|                  | 72—82       | 15,44                           | 56,48            | 22,43                          | 12,41                          | 2,20 | 2,57 | 96,09 |
| LCBg             | 82—110      | 15,45                           | 56,46            | 22,65                          | 13,57                          | 2,38 | 2,91 | 97,91 |
|                  | 110—150     | 15,19                           | 61,07            | 18,34                          | 12,62                          | 3,10 | 2,43 | 96,76 |
| C <sub>g</sub>   | 150—165     | 15,11                           | 58,35            | 23,43                          | 13,88                          | 3,30 | 2,61 | 97,67 |
|                  | 165—180     | 15,06                           | 56,72            | 21,86                          | 12,15                          | 2,56 | 2,55 | 96,24 |

\* Анализ Л. П. Давыдов.

ность иллюминально-гумусового процесса. Характер изменения в распределении различных минеральных компонентов в профиле интерпретировать труднее, так как к при автономном развитии они могли быть распределены иначе, чем в разрезе 9—71; глеезему, развивающемуся на склоне, всегда получалось дополнительное количество влаги и вещества латеральных путей. По-видимому, максимум валового Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в горизонтах A<sub>2</sub>g и B<sub>1</sub>E к его максимуму в горизонте B<sub>2</sub>g, общее обескисление профиля окислительно-растворимыми Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> также следует связывать с началом заболачивания, а также усилением ацидально-глеевого вертикального и бокового выноса железа, созданием окислительно-восстановительного барьера в толще этой почвы на некоторой глубине в связи с приближением границы болота.

Эти почвы по характеру и степени развития антропогенно-мелиоративной дифференциации профиля относятся к почвам подзолистого субзолистого (подзолистого-лесного) ряда. В последней диагностике почв СССР (Классификация и диагностика почв СССР..., 1977) они фигурируют как один из подтипов бесотно-подзолистого типа. Мы их рассматриваем в качестве самостоятельного подтипа и даже выделяем несколько дифференцированных; ранее они спускались ниже (Карбазов, 1973а) и тех же ранее, но под названием «торфянисто-подзолистые антропогенно-лесные».

### Глееземы болотные торфянистые

Эти почвы развиты в трансформально-гидроморфном секторе супераккумулятивной катены. Выше указывалось, что в настоящее время фактически один этот сектор катены характеризуется супераккумуляцией условий, так как торфяный гидроморфный сектор имеет тенденцию к превращению в элювиальный. Интересной особенностью этого сектора является его развитие в нижней части микрорельефного склона, вблизи уступа, прилегающего к краю дрифтронашлема, а теперь затерформированному полигону — руслу водотока. Наблюдениями сухондальной части изучаемой катены удалось именно с этого участка.

Рис. 7—71. Сильнозасоленный угнетенный березово-сосново-кисловый лес 120—150 летнего возраста. Подстилка ель и кедр. Неполноценный покров извешено-бугульничково-долгохонно-сфагновый. Хорошо выражен биогенный бугристый микрорельеф с отметками 20—40 см. Хвощ и сфагнум прирастают в основном к микропонышкам, на буграх долгохонников, бугульнич, бруслика, черники.

О<sub>1</sub> 0—10 см. Сильнозасоленный-долгохонный слой.

О<sub>2</sub> 10—24 см. Параллельно-чешуйчатый сфагново-долгохонный торф, сырой, слоистый.

О<sub>3</sub> 24—32 см. Черно-бурая торфянистая суглинково-солонощипан подстилка, сырая, слезы торфа. Переход резкий.

А<sub>1</sub> 32—42 см. Тяжелый суглинок, серо-го-стелло-бурый с легким синеватым оттенком, довольно рыхлый, хрупкий. Переход заметный. Этот и последующий торфяные горизонты переходящий, залегающий непосредственно под торфяно-глиной О.

О<sub>4</sub> (А<sub>2</sub>В<sub>1</sub> или В<sub>1</sub>г). 42—55 см. Тяжелый суглинок, серо-серый, сырой, кожный. Переход явный.

О<sub>5</sub> 55—75 см. Глина, солоноватая-сырая с яркими мелкими ржавыми пятнами, сырая. Переход четкий.

Г<sub>1</sub>О<sub>5</sub> 75—132 см. Та же глина, но ржавых пятен меньше и их окраска бледная, длительная-мерзлая.

О<sub>1</sub> 132—210 см. (дно). Глина бледно-серая с отдельными редкими темноржавыми пятнами, тилва, сглаженно-линая; внизу глино-ржавая глина бесцветно-почвенная.

Почва сформирована в однородной тяжелоуглинисто-глинистой толще. Углекислота механического состава ниже до легкой

изменения происходит постепенно, сомнения в литологической однородности толщи не возникает.

При анализе морфологических и химических свойств этой почвы следует иметь в виду, что они могут отражать три этапа развития: 1) сизревший — в условиях сильнозатененного леса, почти болота; 2) предшествовавший — в условиях леса в первой стадии заболачивания, аналогичного по экологии словоскопировому лесу, в котором заложен разрез 8—71; 3) самый ранний — в условиях в той или иной мере затененного леса, но при благоприятном дренаже (до развития заболачивания на этом участке).

Общая черта морфологии этой почвы — очень сильное оглеение минеральных горизонтов, особенно верхних, и достаточно развитая стадия торфянокисления (24 см гидрофильного торфа). По этим признакам почва и отнесена к плесевым болотным. Вместе с тем нижняя часть органического горизонта представлена кустарничково-зеленомошной подстилкой, с которой в гиперальном профиле, под подстилкой, на фоне сильного оглеения все же достаточно отчетливо маркируется обесцвеченный горизонт 62g мощностью 10 см. Лежащий ниже горизонт очень сильно трансформирован итением, поэтому его дифференцирование только по морфологии затруднительно. Относительно верхняя часть плесевой толщ (42—55 см) явно отличается по освещению, равномерности скрутки и механическому составу от лежащих ниже средних горизонтов и, возможно, также представляет собой часть элювиальной толщи бывшей лесной почвы.

Таким образом, даже морфология изучаемой почвы указывает ее полигенетичность: одни из предшествовавших этапов развития, дошедшему, протекла в ландшафте незаболоченного или слабооболоченного леса, со свойственным этим условиям образованием осветленного минерального горизонта. Двуслойность прототипного горизонта хорошо проявляется и аналитически — погребенная лесная подстилка имеет большую влажность и более теплоемка, чем свежий торфяной слой.

При развитии поверхностного заболачивания кислотность почвенного профиля постепенно увеличивается до глубины 85—130 см. То же можно отметить для распределения по профилю сумм поглощенных  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  в степени насыщенности поглощающего комплекса основаниями. Следует отметить, что в изучаемой почве граница транзитной промерзания практически совпадает с границей деятельного и пассивного слоев болота, что делает эту границу более отчетливой.

С развитием поверхностного заболачивания все более активно проявляется процесс выщелачивания подвижного гумуса в материнскую толщу. Можно полагать, что это не только образующийся на месте гумус, но и нижележащие органические следствия латерального парова на близлежащей части катены и на болотных под торфянике Б, затопляющих этот участок. Содержащие

Таблица 51 Свойства болонного порфенингостого глицерина: Разрез 3-71

| Группы,<br>г/л | H <sub>2</sub> |         | Группы, %           | Потери воды, %    |                             |      | Зольность,<br>% | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO/CaCO <sub>3</sub> |
|----------------|----------------|---------|---------------------|-------------------|-----------------------------|------|-----------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------------------|
|                | под №          | содерж. |                     | CaCO <sub>3</sub> | в массе до 100°С, до 1000°С |      |                 |                                |                                |                       |
|                |                |         |                     |                   | г/г                         | г/г  |                 |                                |                                |                       |
| П1             | 4,4            | 5,2     | 91,24 <sup>88</sup> | 3,6               | 38,1                        | 53,7 | 76              | —                              | —                              | —                     |
|                | 4,3            | 5,5     | 79,08 <sup>88</sup> | 4,4               | 34,8                        | 51,6 | 78              | —                              | —                              | —                     |
|                | 4,5            | 5,5     | 8,4                 | 7,6               | 10,0                        | 26,1 | 79              | 0,32                           | 0,23                           | 1,2                   |
|                | 4,8            | 5,6     | 3,0                 | 5,4               | 9,7                         | 21,6 | 45              | 0,38                           | 0,48                           | 1,8                   |
| П2             | 4,9            | 7,8     | 4,6                 | 6,0               | 7,1                         | 27,9 | 40              | 0,25                           | 0,47                           | 0,3                   |
|                | 4,7            | 8,6     | 0,4                 | 11,8              | 4,7                         | 23,3 | 23              | 0,13                           | 0,33                           | —                     |
|                | 5,3            | 3,0     | 0,0                 | 12,4              | 4,5                         | 23,5 | 11              | 0,13                           | 0,25                           | —                     |
|                | 5,4            | 4,4     | 0,6                 | 18,3              | 4,0                         | 30,7 | 3               | 0,04                           | 0,38                           | —                     |

\* Авторство Ю. М. Комарова, Л. Н. Макарова, Т. К. Ротштейна.

2000-2001 年 10 月 1 日

20. Механизм систем автоматического управления, № Патент 7-71

| Точечный<br>индекс | Давление,<br>мм | Плотность<br>материала,<br>г/см <sup>3</sup> | Нормированная<br>плотность,<br>г/см <sup>3</sup> | Нормированная<br>плотность,<br>г/см <sup>3</sup> | Плотность, г/см <sup>3</sup> |           |           |            |             |        |
|--------------------|-----------------|----------------------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------|------------------------------|-----------|-----------|------------|-------------|--------|
|                    |                 |                                              |                                                  |                                                  | 1,0—0,75                     | 0,75—0,50 | 0,50—0,25 | 0,25—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 |
| A2g                | 30—42           | 2,53                                         | 3                                                | 0                                                | 19                           | 4,7       | 11        | 3          | 53          | 42     |
| G1                 | 42—55           | 2,00                                         | 5                                                | 0                                                | 7                            | 4,8       | 4,0       | 14         | 74          | 45     |
| G54                | 55—75           | 3,04                                         | 4                                                | 0                                                | 6                            | 3,8       | 3,1       | 13         | 30          | 33     |
| G12g               | 75—130          | 3,74                                         | 4                                                | 0                                                | 6                            | 3,5       | 4,5       | 4,0        | 32          | 35     |
| G1                 | 130—170         | 4,07                                         | 3                                                | 0                                                | 3                            | 3,6       | 3,0       | 13         | 20          | 53     |
|                    | 170—200         | 4,56                                         | 3                                                | 0                                                | 0                            | 3,6       | 4,2       | 13         | 27          | 52     |

Авторы: Т. К. Золотухина.

гумуса в элювиальном горизонте превышает 6%, а иллювирующая гумус в количестве более 1% распространяется до глубины 75 см. Этот гумус имеет гуминовый состав (1 фракция гуминовых кислот) в верхнем полуштрихе профиля, что отражает наклонение условий выноса растительных остатков при развитии заболачивания (табл. 51); в матерьяльном горизонте (C2<sub>2</sub>) состав гумуса резко фульватный.

Распределение по профилю илестой фракции обнаруживается ее четкую элювиально-иллювиальную дифференциацию. Верхняя 23-сантиметровая матерьяльная толща, включающая в себя горизонты A2g и C1<sub>1</sub>, заметно обеднена илом по сравнению с лежащими ниже элевых горизонтами. При этом иллювиального максимума в распределении ила не наблюдается (табл. 52). Подобная картина ила, с одной стороны, может быть связана с его полным химическим разрушением в элювиальной части профиля и выносом продуктов разрушения вертикальным и боковым стоком. С другой стороны, может происходить и латеральный вынос ила в суспензиях, что вполне сочетается условиями благоприятного дренажа этой почвы в прошлом. Следует отметить, что обогащение механического состава элювиальной толщи полностью связано с процессом выноса илестой и пылевой фракций и относительным увеличением содержания главным образом фракции крупной пыли.

По валовому составу в изучаемой почве обнаруживается элювиально-иллювиальная дифференциация, главным образом в отношении Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO. Эти два окисла теряются эквивалентной толщиной примерно 23 см; лежащая ниже слоистая толща содержит их заметно больше, но опять-таки, как и в случае с илом, иллювиальный максимум не выражает. Поэтому можно предположить, что потеря этих окислов происходит теми же путями, как и потеря ила. Содержание валового Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> существенно уменьшается (несколько более чем на 1%) только в верхней части (1—10 см) элювиальной толщи, что не соответствует потере их почвой. К концу его содержания постепенно нарастает, достигая максимума в глубоких частях почвообразующей породы (табл. 53).

Валовый состав пил в илестой степени объясняет некоторые особенности валового состава почвы в целом (табл. 54). В элювиальной толще мощностью 23 см наблюдается явное обеднение тонкодисперсной фракции окислами железа. Количество оно примерно соответствует потере Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> мелкодисперсной этой толщи. Таким образом, обеднение железом определяется его потерей по илестой фракции, т. е. в форме гидроокислов. В этой же толще э илс наблюдается наибольшее количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Это компенсирует потерю Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> во мелкодисперсной толще в связи с общим уменьшением в ней количества пил.

Выше уже было отмечено, что элювиальная толща обеднена валовым MgO и в хлориде, и в пиле. Наряду с этим пил этой толще обогатен Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В отношении MgO это сочетается с тем

Таблица 53. Валовой состав болотного торфянистого глеезема, % на прокаленную почву\*. Разрез 7—71

| Горизонт | Глубина, см | Потеря при прокаливании, % | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Сумма |
|----------|-------------|----------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------------------|-------|
| A2g      | 32—42       | 8,53                       | 59,80            | 12,78                          | 2,40                           | 1,12 | 1,26 | 0,15             | 90,61 |
| C1       | 42—53       | 6,46                       | 75,65            | 14,06                          | 2,25                           | 0,95 | 0,72 | 0,10             | 90,75 |
| C2       | 53—75       | 3,53                       | 76,57            | 14,87                          | 4,35                           | 0,96 | 1,27 | 0,17             | 90,62 |
| J C2     | 75—130      | 3,31                       | 70,52            | 13,21                          | 3,20                           | 1,16 | 1,58 | 0,11             | 90,70 |
|          | 130—170     | 3,40                       | 70,55            | 13,50                          | 4,43                           | 1,28 | 1,68 | 0,09             | 90,65 |
| C1       | 170—200     | 2,76                       | 72,68            | 15,85                          | 3,14                           | 1,27 | 1,61 | 0,11             | 90,80 |

\* Анализ Д. Г. Личева.

Таблица 54. Валовой состав влажного торфянистого глеезема, % на прокаленную почву\*. Разрез 7—71

| Горизонт | Глубина, см | Потеря при прокаливании, % | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Сумма |
|----------|-------------|----------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------------------|-------|
| A2       | 32—42       | 27,23                      | 60,57            | 24,20                          | 1,01                           | 1,60 | 1,42 | 2,11             | 98,12 |
| C1       | 42—53       | 22,61                      | 50,38            | 24,51                          | 2,11                           | 2,52 | 1,26 | 2,02             | 97,10 |
| C2       | 53—75       | 16,79                      | 50,20            | 22,34                          | 13,63                          | 2,09 | 2,09 | 2,21             | 93,75 |
| C2       | 75—130      | 13,31                      | 56,51            | 22,45                          | 12,37                          | 2,72 | 2,47 | 2,35             | 98,77 |
| C1       | 130—170     | 15,02                      | 57,19            | 23,17                          | 11,61                          | 2,50 | 2,29 | 2,26             | 99,62 |
|          | 170—230     | 14,67                      | 58,43            | 23,02                          | 12,05                          | 2,11 | 2,57 | 2,30             | 98,14 |

\* Анализ Д. Г. Личева.

разреза 8—71. Эти свойства связаны с трансформацией некоторых минералов в аморфальной форме — можно предположить разрушение хлорита и некоторое накопление каолинита, что отмечалось ранее для верхних горизонтов торфяных почв (Свинтихов и др., 1973; Караванов, 1973а; Никитин, Граусов, 1977).

В целом толща изучаемой почвы по сравнению с почвой разреза 8—71 обеднена железом. Это прослеживается и в валовом составе, и в общем количестве аморфного Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в профиле. Общее количество аморфного Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> здесь также ниже. Таким образом, этот сектор категории получается торфяно-алювиальным; он аккумулирует только в отношении органического вещества. Такой же сектор был выделен и в песчаной категории арктика. Схожесть на первых стадиях элюирования.

Отметим также, что наряду с уменьшением в профиле количества аморфных R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> наблюдается почти полное стирание их

зависимости-эквивалентного перераспределения между горизонтом А2g и лежащей ниже толщой, что было характерно для двух расположенных выше профилей кельси. Усиление оглеения при развитии поверхностного заболачивания способствует выравниванию содержания аморфного  $R_2O_3$  в профиле, т.е. более равномерного окислов стезивитен иным, соответствующим характеру процессов миграции растворимых веществ в деятельном слое болота.

Прежде чем перейти к рассмотрению вопроса о роли поверхностного заболачивания в трансформации профиля изучаемой почвы, следует оценить характер его эволюционно-пластмальной дифференциации и возможное время ее проявления: до заболачивания, на первой его стадии или в современней период.

Эволюционно-пластмальная дифференциация болотного торфянистого глеезема не аналогична той, которая присуща подзолистым почвам суглинисто-глинистого механического состава. В эволюционном горизонте не наблюдается аналогичного облачения и разрушения по трансформации и симметрии, хотя он теряет пластмную фракцию. По амплитудному составу горизонты характеризуются главным образом потерей окислов железа и кальция, а также стягиваемой до наибольшей глубины незначительной потерей  $Al_2O_3$ .

Намеченный горизонт, с присущей ему микроструктурой (протянутая структура, катексидально-разделенного вещества) и значительным накоплением хлоридного и механического состава, не разлит. Отметим, что эволюционные горизонты подзолистых суглинистых почв хорошо сохраняются под торфом; подобное наблюдение было сделано в Приптышье к з. предков Приптыш. Поэтому можно считать, что почвенная толща разреза 7—71 никогда не была подзолистой почвой. Она развивалась, по-видимому, по эволюционному глеевому типу. Влагеносные условия дренирования (вблизи уступа склона к долине) способствовали формированию достаточно короткой (23 см) эволюционной толщи, обедненной ином и  $Fe_2O_3$ . Выше осуществлялся пластмный образок боковым стеклом, так как разделение толща обладала плохими фильтрационными свойствами ввиду глинистого механического состава, бесструктурности и, по-видимому, в какой-то степени выраженной оглеенности. Потери ила осуществлялись как в суспензиях, так и благодаря определенным трансформационным минеральным (потери Mg и K, накопление Al), сходным с теми же трансформациями в срезонте А2 подзолистых почв. Но подзолистый профиль не сформировался.

В какой из периодов толщины эта почва стала развиваться подобным образом, сказать трудно. Но можно определить примерное время, когда на этом участке началось таяние торфяника 3 и латеральный сток вещества стал затрудненным. Это произошло тогда, когда в торфянике 3 начал формироваться слой переработанного сфагнового торфа; в этот период уроняется торфяника в участка с разрезами 7—71 почти вывоз-

пнясь. Поскольку средняя скорость торфонакопления в торфянике 3 района 0,36 мм/год, первая стадия заболачивания могла наступить около 2100 лет назад — в начале субатлантического периода.

Таким образом, эмпирические эмпирические дифференциации этого точечного профиля для представления о том, какими были почвы этого участка в суббореальное время, а возможно, и в более ранние отрезки голоцена. Начальные этапы заболачивания рассматриваемого участка протекали, скорее всего, по механическому длительному затоплению, так как граница торфяника 3 располагается достаточно близко. Поэтому стабильное действие вряд ли способствовало усилению выноса твердого вещества (и частицы, пла), а скорее ослабило этот процесс. Миграция растворимых органических соединений и железа продолжалась и продолжает осуществляться в связи с сезонными колебаниями уровня боковых вод.

Вопрос о том, усиливается ли эволюционно-числовая дифференциация минеральной толщи на начальных стадиях торфонакопления (в пределах деятельного слоя) или ослабевает, остается нерешенным. При исследовании минеральных толщ под суходольными блоками верхние минеральные горизонты непосредственно под торфяной залежкой ясно оказываются алевитальными и ситовыми или. вышнего  $Fe_2O_3$  и (или)  $Al_2O_3$ . Эта дифференциация четче всего более сильно выражена, чем в суходольных почвах. Этому явлению можно дать два объяснения: 1) суходольные почвы, порабощенные под торфом, фторизируются в других, оптимальных для осуществления их дифференциации климатических условиях, и они в почти неизменном виде (кроме распределения  $Fe_2O_3$ ) сохраняются под торфом; 2) почвенные суходольные почвы были менее дифференцированными, но на ранних стадиях заторфовывания, когда верхние минеральные горизонты еще располагаются в толще деятельного слоя болота, их дифференциация усилилась.

По-видимому, эти объяснения не альтернативны, так как условия для дифференциации минерального профиля под мало-мощной торфяной залежкой определяются прежде всего режимом боковых вод. Чем мобильнее по сезонам их уровень, тем благоприятнее условия для проявления дифференциаций в подстилающем минеральном субстрате.

Конкретную почву можно рассмотреть как вторую стадию литературного заболачивания. Те ЭПН, которые были отмечены для первой стадии, проявляются в ней еще сильнее. Обильные стабильные стабильные и разлитые во всей почвенной толще. Торфонакопление продолжает активно развиваться, и органический горизонт достигает значительной мощности. ЭПН гумификация растительных остатков находится в завершении по «болотному» типу, с фторизацией подложных, не гущающих до составу органических соединений. ЭПН илисывивания подложного гумуса усиливается и в количественных отношениях, и

ли глубине разветвля в профиле. Элювиально-глеевый вынос  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в вертикальном и боковом направлениях и за пределы профиля также усиливается. Наблюдается странное явление элювиально-иллювиальной дифференциации аморфных  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и изменение их распределения соответственно характеру складывающейся в деятельном слое миграции влаги и растворных веществ. В изученной почве их распределение выражается: на более поздних стадиях заболачивания их максимум чаще всего приурочен к нижней части деятельного слоя (Караваяева, 1973а).

### Торфяники переходные среднемошные

Эти торфяники составляют гидроморфный (органо-аккумулятивный) сектор, в настоящее время выходящий тенденцию к автономному, элювиальному положению в катене. Были изучены два разреза торфяной залежи: разрез 6—71 (краткое описание этого торфяника, возникшего в результате заторфовывания ручья ручья, было приведено выше, см. стр. 169), и разрез 5—71.

**Разрез 5—71.** Кустарничково-осокново-сфагновое переходное болото. Разрушенный берегово-сосновый хвост. Подстил того же состава. Влаголюбивый бугровый микрогельф. На буграх — багульник, кассандра, морщина, по понижениям — в основном берк и пушица.

О1 0—20 см. Сфагновый слой, мощный.

О1+ 20—60 см. Неразложившийся сфагновый торф.

О1+ 60—80 см. Сфагновый торф, слабо разложившийся.

О1+ 80—120 см. Тот же торф, средне разложившийся.

О2 120—125 см. Средне и хорошо разложившийся торфянисто-гумусовый лесной подстил, остатки зеленых жидк и бересты, еловико-сфагнум.

О2+ 125—150 см. Гумидный суглинок светло-серо-бурый, обильно окрашенный нахлещевыми гумусом.

О2+ 150—160 см. Тот же суглинок, серый, окрашен нахлещевыми гумусом.

О1+ 165—210 см (дно). Тот же суглинок, голубовато-серый.

Этот торфяник возник, очевидно, на профиле понижений лесной почвы, развитой на низкой террасе теперь заторфованного ручья; на это указывает минеральный рельеф почвы торфяника 3. Поэтому исходная минеральная почва не была геохимически сопряжена с изучаемой катеной, и представляла собой интрузию почвы другой катены, развивающейся на противоположном берегу ручья. Мы привели описание разреза этого торфяника, поскольку его слой 80—120 см имеет датировку по  $\text{C}^{14}$ , согласно которой возраст этого горизонта равен  $3270 \pm 60$  лет (ИГАН-34).

С ростом торфяной залежи и при выравнивании рельефа разрез 5—71 вошел в пределы изучаемой катены. Заторфовывание осуществлялось сразу по мезотрофному тилу (Повыченко, 1974), но медленно, по-видимому, в связи с частичным дренажем этой ложбины на начальных стадиях торфонакопления. Минеральный субстрат торфяника в толще 75 см имеет признаки

Таблица 55. Некоторые аналитические показатели минеральных горизонтов болот. 4. Разрез 8—71

| Горизонт       | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Средний, % |       |
|----------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------|-------|
|                | в %              |                                |                                | в %                            |                                | <0,01      | <0,01 |
| G <sub>2</sub> | 73,87            | 14,13                          | 2,86                           | 0,48                           | 0,78                           | 49         | 31    |
| G1             | 74,80            | 14,40                          | 2,90                           | 0,47                           | 0,80                           | 49         | 27    |

замечного выщелачивания, об этом свидетельствуют низкий pH и небольшая сумма поглощенных оснований. Кроме того, минеральные горизонты сжимаются по сравнению с породой разреза 8—71 пониженным количеством валовых Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и повышенным SiO<sub>2</sub> (табл. 55).

Подобная пригода может иметь место в исходной минеральной почве и развиваться на первых этапах загирфования, пока эта толща находится в деятельном слое болота. К этому же периоду относится обильное окрашивание иллювиальных густым верхним минеральным горизонтом на глубину 30 см. В то же время стабилизирующий режим и латеральные подтоки обуславливают высокое содержание в них акерфитных окислов железа, они составляют около 1/3 его общего количества.

#### РАЗВИТИЕ КАТЕНА ПОВЕРХНОСТНОГО ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

Анализ свойств основных профилей катены показывает, что ее современное состояние неустойчиво. Суперкальвая часть катены в связи с присутствием в ее гидроморфном секторе ясно выраженного растущего вверх органико-кумулятивного профиля — торфяника — активно развивается. С течением времени вертикальная мощность этого профиля и запасы воды в нем все более возрастают. Сброс воды на прилегающую часть суши суходола приводит к его пересушиванию и усилению оглеения минеральной толщей суходольной зоны, стимулирует смену растительности более гидрофильной и вызывает торфянокопчение.

По мере разрастания переувлажнения сфера влияния нижних катен расширяется вверх по склону, приводит к последовательной перо-гидроморфной трансформации развитых на нем суходольных почв. Тем самым заболачивание осуществляется по механизмам «кратковременного затопления» и «длительное затопление», наиболее распространенным на тяжелых почвах в среднетайской подзоне.

Анализ основных профилей суперкальвой части катены показал, что ее дикетизм является результатом сочетания двух основных ЭПП — оглеения и торфоаккумуляции. Появление ЭПП оглеения — необходимый стимул для возникновения ЭПП торфоаккумуляции; в дальнейшем последний развивается по существу независимо от первых и иных преобразований в минеральной

толщ. Характер первых стадий этого процесса, качество торфа и скорость его нарастания лишь до некоторой степени определяются свойствами верхних минеральных горизонтов заболачиваемой почвы. Дело в том, что «субстратом» для торфообразующей растительности является лесная подстилка, которой в средней тайге всегда свойственны значительная кислотность, неаэрированность, бедность основными. Поэтому если боковые воды не приносят достаточного количества оснований и не нейтрализуют кислотности, то характер ЭПП торфонакопления уже с первых стадий будет олиготрофный.

Повышающее заболачивание катены сопровождается, кроме развития органики и торфонакопления, рядом сопутствующих процессов, а также ослаблением или прекращением некоторых процессов, действующих в почвенном профиле до начала заболачивания. Все эти трансформации совершаются главным образом в период, когда дельтовая часть еще располагается в пределах дельтового горизонта болота и в условиях пульсирующего действующего ускоренного режима биогенных вод. Это создает благоприятные обстановку для миграции в разветвляемой форме ряда соединений, почвенных и кислых глеевых условиях.

Всего существенная часть катены поддается более глубокому выщелачиванию и подкислению, чем ее элювиальная часть (рис. 19, А). Этому способствуют кислые болотные и почвенные воды, содержащие органические кислоты и их неперенесенные соединения. Этот процесс затрагивает не только верхние минеральные горизонты, но и более глубокую часть почвенно-грунтовой толщи. В элювиальных глеевых почвообразующих породах кислот почти слабее, чем в супераккумулятивных профилях катены кислотность этих же горизонтов значительно выше. Минеральные толщи под торфяниками в зависимости от течения сложены по этому показателю весьма различны: в торфянике, возникшем в русле ручья — в являющемся и в известной степени трианкумулятивном ландшафте (разрез 6-71), подстилающий минеральный субстрат менее (кислый), чем под торфяником, возникшем в результате заболачивания, как можно полагать, лесной дождевой почвой (разрез 5-71).

Отражением процесса длительного и глубокого выщелачивания является распределение валового СаО по катене. Наиболее обеден им трианкумулятивно-гидроморфный сектор, подвергшийся наиболее продолжительному заболачиванию (разрез 7-71). Этот обедненный СаО прус имеет небольшой по мощности «язычок», протянувшийся и в трианкумулятивный сектор катены. Это указывает на продвижение процесса выщелачивания вверх по склону и на то, что он начинается с поверхностных минеральных горизонтов (см. рис. 19, Б). Максимум СаО приурочен к минеральной толще русла бывшего ручья, в течение длительного времени прилимавшей продукты выноса с расположенного выше участка.

Валовое содержание MgO остается очень стабильным по всей



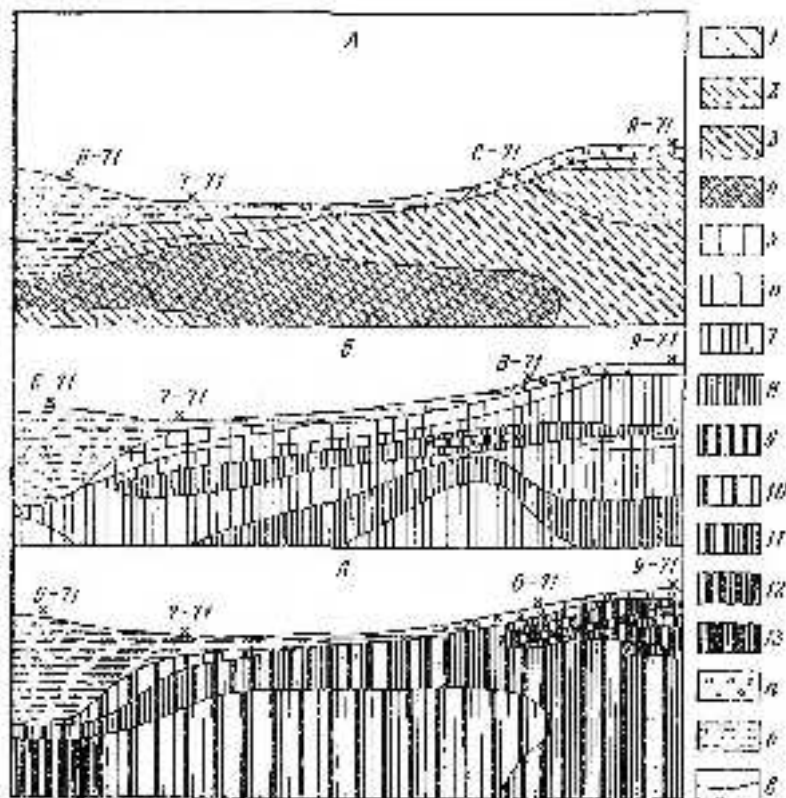


Рис. 50. Распределение дробей фракции и доли  $Fe_2O_3$  в качестве поверхностного загрязнения, %.

А - дробь фракции: 1 - <20; 2 - 20-25; 3 - 25-30; 4 - 30-40; 5 - 40-50; 6 - 50-60; 7 - 60-70; 8 - 70-80; 9 - 80-90; 10 - 90-100; 11 - 100-110; 12 - 110-120; 13 - 120-130; 14 - 130-140; 15 - 140-150; 16 - 150-160. В -  $Fe_2O_3$  на Тензу: 6 - 0,2-0,4; 7 - 0,4-0,6; 8 - 0,6-0,8; 9 - 0,8-1,0; 10 - 1,0-1,2; 11 - 1,2-1,4; 12 - 1,4-1,6; 13 - 1,6-1,8; 14 - 1,8-2,0; 15 - 2,0-2,2; 16 - 2,2-2,4.

аккумуляцией на самом низком геоморфологическом уровне — в долине бывшего ручья (разрез 6—71). Когда хатена по была заторфована, этот процесс был развит на всем ее протяжении. Значок наибольшего широты является и, по-видимому, является экваториальным сектором. В трансформационном секторе происходит и происходит частичная разгрузка латерального потока. В супер-экваториальном трансформационно-гидроморфном секторе (разрез 7—71) до его заторфывания также существовали условия, способствовавшие латеральному выносу или, так как он располагается на достаточно дренажном участке. Можно полагать, что при заторфывании сектора условия латеральной миграции существенно изменились. Этот сектор подпирал латеральный поток на границе между суперэкваториальной и экваториальной частями хатены, около разреза 6—71; поэтому в трансформационном секторе раз-

грузка латерального потока от сушевой увеличилась. В транс-элювиально-гидроморфном секторе, возможно, еще проходит слабый сушевой перенос по верхним минеральным горизонтам в гидроморфный сектор. В то же время здесь отмечается процесс аккумуляции органического вещества.

Как известно, в кислой глеевой обстановке геохимия специфичный железистый имеет диагностическое значение и в известной мере позволяет выявлять основные пути миграции, зоны обеднения и аккумуляции, места возможных геохимических барьеров и т. д. В изученной катене  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  распределено неравномерное (см. рис. 20, В). В почвенно-грунтовой толще было выделено два вертикальных яруса его аккумуляции: надмерзлотный и подмерзлотный. Первый связан с процессом миграции  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в почвенной толще, второй, по-видимому, чисто мерзлотный — термоградистный, в сезонномерзлой толще суперэлювиального сектора он не выражен.

Наибольший интерес представляет миграция  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в почвенной толще. Сферой выноса железа является вся катена, начиная здесь она выписана из элювиального сектора. По мере увеличения отложения возрастает и элювиально-глеевой вынос железа. Он затрагивает верхние элювиальные горизонты и толщу над длительно-сезонномерзлым торфяником, а в суперэлювиальной части — над границей инертного горизонта белага — образуются его аккумуляции. Четко выделяется основной окислительно-восстановительный барьер катены, он расколлапсирует на границе ее элювиальной и суперэлювиальной частей, в торфянике Б2г (разрез 4—71, 43—52 см), аккумуляция  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  превышает в нем 6%, являясь наибольшей в катене. Следует отметить, что мерзлотная толща под суходольным торфяником (разрез 5—71) обеднена железом на значительную глубину; по-видимому, длительная мерзлота, препятствующая вертикальной и латеральной миграции железа при заболачивании, здесь отсутствовала.

Аморфные окислы железа распределены в катене в соответствии с процессом окисления, а в элювиальной части с их главным образом отражает характер элювиально-иллювиальной дифференциации профиля (см. рис. 20, В). Максимальная аккумуляция аморфных окислов железа приурочена к элювиальному и гидроморфному секторам катены. В элювиальном секторе она связана преимущественно с окислительными условиями и вертикальной элювиально-иллювиальной дифференциацией. В транс-элювиальном секторе распределение аморфного железа было сходным, но в последнее время наблюдается обеднение их элювиального горизонта — элювиально-глеевой вынос. Наиболее сильно этот процесс выражен в трансэлювиально-гидрокорфном секторе, и не только в элювиальном горизонте, но и в глубоких горизонтах почвы и породы. С тем это связано, трудно сказать; какую-то роль в этом играют вынос аморфного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  из глубоких горизонтов, возможно, сыграла грунтовые воды, вскрываемые ручьями. В таком случае уменьшение содержания аморфных

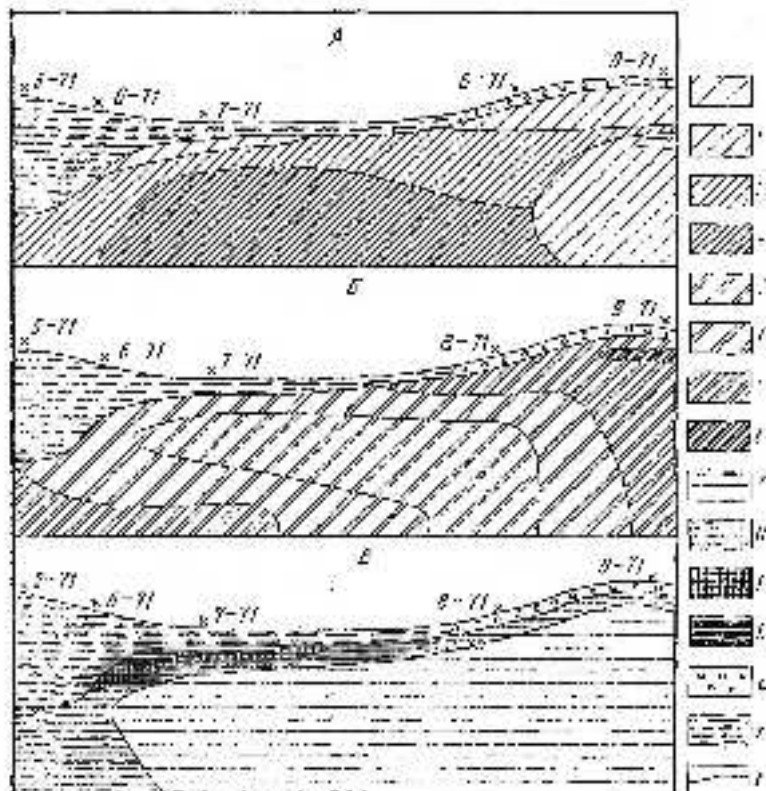


Рис. 21. Распределение форм  $Al_2O_3$  в гумусе в катете геопризматического зваоия чигония,  $Q_0$

А — ионной  $Al_2O_3$ : 1 —  $<10,0$ ; 2 —  $10,0-14,0$ ; 3 —  $14,0-16,0$ ; 4 —  $>16,0$ ; 5 —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$ ; 6 —  $0,2-0,4$ ; 7 —  $0,4-0,6$ ; 8 —  $>0,6$ ; 9 —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$ ; 10 —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$ . Б — ионной  $Al_2O_3$ : 1 —  $<10,0$ ; 2 —  $10,0-14,0$ ; 3 —  $14,0-16,0$ ; 4 —  $>16,0$ ; 5 —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$ ; 6 —  $0,2-0,4$ ; 7 —  $0,4-0,6$ ; 8 —  $>0,6$ ; 9 —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$ ; 10 —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$ . В — ионной  $Al_2O_3$ : 1 —  $<10,0$ ; 2 —  $10,0-14,0$ ; 3 —  $14,0-16,0$ ; 4 —  $>16,0$ ; 5 —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$ ; 6 —  $0,2-0,4$ ; 7 —  $0,4-0,6$ ; 8 —  $>0,6$ ; 9 —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$ ; 10 —  $Al_2O_3$  —  $Al_2O_3$ .

окислов железа было здесь выражено до заболочивания и с этим процессом не связано.

Гидроморфный (торфяной) сектор катеты также является местом аккумуляции окислов железа, но они осуществляется в глеевой обстановке и поэтому очень равномерна по горизонтальной толщине, и также концентрации, как в водонасыщенной части, в нем не образуются. По-видимому, эта глеевая аккумуляция связана с латеральным продвижением аморфных соединений железа и скорее всего имеет транзитный характер.

Валовой  $Al_2O_3$  распределен по катете равномерно, чем  $Fe_2O_3$ , что говорит в его меньшей подверженности в кислой глеевой обстановке (рис. 21, А). Подстильная толща всей катеты в небольшой степени содержит  $Al_2O_3$ , по-видимому, в основном в форме глинисто-гумусовых соединений. Можно думать, что с развитием

поверхностного заболачивания этот процесс тормозится; суперэквально-квальная часть катены и верхних минеральных горизонтов содержит больше валового  $Al_2O_3$ , чем те же горизонты и ее элювиальной части. Возможно, играет роль и боковой прирост глинисто-гумусовых соединений. Обеднение  $Al_2O_3$  элювиального горизонта разрезов 7—71 при этом определяется развитием заболачивания, оно скорее всего связано с процессом суходольным элювом почвообразования, когда элювиальный горизонт этой почвы испытал значительную потерю ила.

Максимум аморфного  $Al_2O_3$  приходится на суперэлювиальному горизонту автономного глеезема (см. рис. 21, В). В остальной части катены от распределения довольно равномерно. Трудно сказать, с чем может быть связана эта его завышенность, располагающаяся на некоторой глубине в суперэвальной части катены.

Подвижные органические соединения распределены по катене вполне закономерно (см. рис. 21, В). Их больше там, где активнее развивается заболачивание, т. е. в суперэвальной части. Она пропитывает верхние минеральные горизонты, и их количество постепенно уменьшается с глубиной. Следует подчеркнуть, что явной корреляции между распределением подвижного гумуса и аморфных  $R_2O_3$  в катене не обнаруживается. Это, возможно, указывает на то, что в естественной обстановке с большим количеством подвижных органических соединений процессы могут мигрировать и в свободной форме независимо от  $R_2O_3$ , количество которых для их удержания явно недостаточно.

Центром неустойчивости катены является ее суперэвальная часть, в первую очередь гидроморфный сектор — растущий торфяник. Он и определяет тренд поррогидроморфного развития всей катены, ее поверхностные заболачивающие, подвигание суперэвальной части на элювиальную. При поверхностном заболачивании повышается и (или) увеличивается интенсивность следующих ЭПП: оглеения, торфоаккумуляции, выщелачивания (главным образом  $SiO_2$ ), подкисления, элювиально-глеевого выноса железа, кальцирования подвижного гумуса. Процесс элювиально-плесневильной дифференциации ила и  $R_2O_3$ , а также соответствующие трансформации глинистого материала, свойственные тропическим условиям окислительным условиям, на первых этапах заболачивания глееземов еще могут получить импульс в результате выноса дополнительного увлажнения, но впоследствии они затухают.

Развитие поверхностного заболачивания и связанных с ним ЭПП образует отчетливый эволюционный ряд почв: глеезем таежный дифференцированный → глеезем таежный дифференцированный торфянистый → глеезем болотный торфянистый по профилю глеезема таежного дифференцированного. Это тот ряд, который был прослежен в катене. Очевидны и два последних члена этого ряда: глеезем болотный торфянистый и торфянистый переходный, оба — на профилях глееземов таежных.

Можно полагать, что изученная катена до заболачивания

была все эволюционной и представляла собой ряд ступеней — та-  
ких дифференцированных, несколько различающихся по мор-  
фолого-химическим свойствам. Основываясь на радиоуглерод-  
ной датировке торфяника 3, можно считать, что заболачивание  
катены, проявившееся в ее транзитивно-гидрофильном сек-  
торе (разрез 7—71), началось около 2100 лет назад — в начале  
субатлантического периода. Если это так, то скорость развития  
заболачивания была очень небольшой: горизонтальные разрастание  
торфяника и продвижение его на склон осуществлялось со  
средней скоростью около 4,3 м в столетие.

М. И. Вайсмант (1977) приводит значительно большие ско-  
рости разрастания болот в субатлантическое время. Однако  
указанные им цифры характеризуют участки больших болот-  
ных массивов, которые обвивали не суходол, очевидно, значи-  
тельно более сильное влияние, чем небольшое по площади и кон-  
центрации торфа болото, каким является торфяник 3 в зареде Нань-  
Ях. Этот торфяник до недавнего времени в какой-то мере дрей-  
фовался, в связи с чем его вертикальный рост был медленным;  
он лишь сравнительно недавно стал принимать субциркулярную  
форму. Поэтому можно сказать, что приведенная нами неболь-  
шая скорость его горизонтального роста достаточно реальна для  
предшествующего периода развития заболачивания. В настоя-  
щее время и в будущем его скорость, по-видимому, возрастет,  
поскольку торфяник 3 вошел в почти платитрофную стадию  
развития.

В заредах катены нет факторов, которые могли бы затормо-  
зить или приостановить заболачивание. Можно сказать, что  
морфогенетическое развитие катены завершится ее полным за-  
торфовыванием. При небольшой скорости заболачивания (4,3 м  
за 100 лет) это может произойти примерно через 1800 лет. Од-  
нако полное заторфовывание ее произойдет, по-видимому, ско-  
рее, по-первых, потому что торфяник 3 вошел в эпитрофную  
стадию; во-вторых, потому что на противоположном склоне гря-  
ды, где располагается эволюционная часть катены, в настоящее  
время весьма активно насуствует торфяник 2.

С позиций современной представлений о сапробиальности и са-  
пробиальности почв развитие всех микробных сообществ катены — это  
метаморфоз, происходящий под влиянием появления в катене  
дополнительной поверхностной влаги. Последнее обусловлено  
эволюционным развитием болотного биогеоценоза и его торфяника.

Таким образом, с точки зрения секвенс-анализа закономерностей  
эволюции в зареде Нань-Ях все остается принципиально тем же  
же, как и в зареде Сяньмэнь. Развитие в этих отложениях все же  
имеет четкий характер: в первом случае с болота поступает  
поверхностная вода, во втором — преимущественно грунто-  
вая. Значительное различие в развитии заболачивания в обоих  
красках определяется существенно разным характером почвооб-  
разования на легких и тяжелых породах благодаря их разным  
физическим и химико-минералогическим свойствам. Здесь следу-

ет еще раз подчеркнуть, что саморазвитие и метаморфоз почвенных пластов пространственно разобщены, но осуществляются одновременно и связаны при усложняющемся со временем процессе саморазвития гидроморфного компонента, что приводит к концу концов к его господству в почвенном покрове. При этом катены эволюционируют по восходящему (обратному) типу — снизу вверх.

Интересен вопрос о том, как эволюционировал бы катен Нань-Ян при отсутствии болот Осушенного и Рямистого; было бы развитие здесь автохтонное заболачивание, если бы вся дренажируемая сеть не была заторфована, а представляла собой систему обычных для выровненных территорий медленно текущих водотоков? Вся подоразделенная поверхность ареала Нань-Ян и ее наиболее высокие части, не затронутых в настоящее время влиянием болот, отличается повышенным гидроморфизмом и изобилует зафацированными желтыми болотцами в микропонижениях. Автохтонное заболачивание сухоходных лесов и поев здесь, несомненно, происходит, но развивается очень медленно.

#### КАТЕНА ГРУНТОВОГО И СМЕШАННОГО ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

Эта катена была изучена на образце к торфяникам 1 и 2 юго-восточном склоне основного массива незаболоченного участка (см. рис. 15). На верхний ярус, так же как и в катене поверхностного заболачивания, представлял автономной почвой плаземом таежным дифференцированным (разрез 9—71). Нижняя часть катены приурочена к окраинной части торфяника 2, это плеезем болотный низинный торфяной, сформированный на профиле таежного дифференцированного плазема (разрез 11—71). Протяженность катены 300 м, уклон меньше 1°, максимальное разлукне откосительных высот около 1 м.

По структуре (рис. 22) эта катена делится на эквивалентную часть (разрез 9—71) и супераквальною (разрезы 10—71, 11—71, 14—71). Элювиальная часть представлена только одним сектором — собственно элювиальным, который достаточно резко сменяется супераквальной частью. Резкость границы обусловлена внедрением болотных вод, образовавшихся на окраине сухоходной территории почвенно-грунтовых вод, залегающих неглубоко от поверхности. Тем самым элювиальная часть катены является негидролизитой.

Супераквальная часть катены на отрезке, расположенном в некотором удалении от торфяника 2, формируется в условиях доминирования почвенно-грунтового увлажнения, а вблизи его границы — в условиях поверхностного затопления болотными водами. В ней выделяются два сектора: транзлювиально-гидроморфный и гидроморфный торфяной.

Транзлювиально-гидроморфный сектор представлен двумя основными профилями: плееземом таежным дифференцированным глубоко-грунтово-плеевым (разрез 10—71, глубина залегания

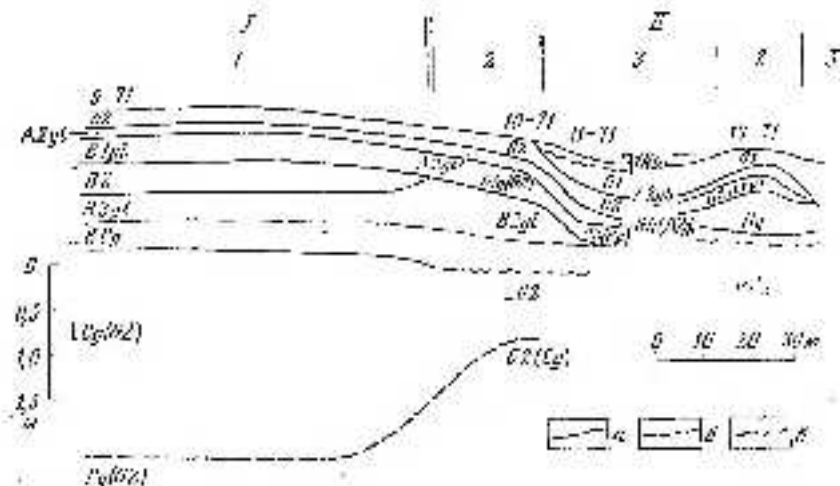


Рис. 22. Катаново-беловодско-трутовое (в свисающего) заболоченные в долине  
Ниж.-8х

[illegible]

ния почвенно-грунтовых вод около 1 м) и лавазом глеевым дифференцированным грунтово-глеевым (разрез 14—У1, глубина залегания почвенно-грунтовых вод около 60 см). Эти два профиля пространственно разобщены из-за условий рельефа склона: он имеет достаточное приподнятое (около 1 м) положение и затек шлоя нормируется, образуя гряды-островки с грунтово-глеевым глеевым глеевом.

Гидрокорфный торфяной сектор представлен массивом болотных низинных торфяников; в связи с достаточной крутизной склона этот сектор кепельноразвит — отсутствует болотный торфянистый массив. Торфяник 2 развит на профилях лесных массивов и также входит в состав гидрокорфного торфяного сектора.

В катене выражено не только тупото-водное, но и водное плутоточечное сопряжение. Первое осуществляется путем внедрения боковых вод в почвенно-грунтовую толщу сушицы — исток воды в водосток имеет походящее направление. Благодаря этому супераквальная часть катены поднимается на элювиаль-

лую часть. Водное внутрипочвенное сопряжение почв катены осуществляется благодаря латеральному потоку согласно уклону по всей надкрасотной части почвенной толщ. Этот поток пока недрейлет сверху вниз по катене, хотя можно предположить, что в супераквальной части, вблизи границы обводненного болота, он поднимается болотными водами.

Относительно развития заболачивания этой катены можно предположить следующее. Первым стало заболачиваться понижение на склоне, заглтое сейчас торфяником 2. Ранее по мощности залески было рассчитано, что его возраст равен 770—1040 годам. Скорее всего, заболачивание произошло путем поверхностного затопления водами, поступающими с сильно обводненного торфяника 1. В это же время в толще грядно-островной почвенно-грунтовой воды. Следовательно, в наиболее низкой по рельефу части катены начали развиваться почти одновременно два разных типа заболачивания. Внедрение болотных вод в почвенно-грунтовую толщу скраком суходола (разрезы 10—71, 11—71) произошло позже, когда в торфянике 2 появилась торфяная залежь, толщина которой достигала по крайней мере половина ее современной мощности (около 35 см). При скорости торфикации на торфянике 1, равной 0,65 мм/год, возникшие болота на окраину суходола могли начаться около 540 лет назад, т.е. другими словами, этот процесс стал активно развиваться в последние 500 лет.

В настоящее время разрез 11—71 погружен в болотную воду. Поэтому можно думать, что тип грунтового заболачивания на значительных участках сменялся сменяющим: пропорция поверхностного затопления гассема грунтового увлажнения. По-прежнему, также завершается заболачивание и пока незаторфованных «островков» среди болота: они постепенно покрываются болотными водами. На возвышениях хорошо видны контуры неглубоко погруженных островов.

Следует отметить, что почвенно-грунтовой (на конечной стадии сменяющий) тип заболачивания на сульфиках в средней тайге распространен весьма локально: он приурочен к окраинам сильно обводненных обводненных болотных массивов с жидкой залежкой. Поверхностный тип заболачивания распространен значительно шире.

Этот же самый сектор в развитии в нем тяжелый дифференцированный гассем были описаны в разделе, посвященном катене широтного заболачивания, поэтому мы приведем ниже характеристику лишь профилей супераквальной части расквирившейся катены.

## Глеезсы таежные дифференцированные глубоко-грунтово-таежные

Эти почвы формируются в трансальпийском гидроморфном секторе катены, в его наиболее «сухой» части. Дебавочное увлажнение создается как неглубоко (около 1 м) залегающими почвенно-грунтовыми водами, так и латеральным потоком в его подпором со стороны близке расположенного торфяника 2.

**Разрез 10—71.** Нижняя часть очень голотого юго-восточного склона. Лес березово-еловый с пихтой, несколько угнетенный. Подраст главным образом пихтовый. В подлеске — единичные рябины. Папошвенный покров хвощево-желкотравно-зеленомошный. Мошотравле (майник, дитя, седмичник) очень обильно. Разнотравье плауна, встречаются отдельные экземпляры брусники.

**A0 0—11 см.** Темно-бурая торфянистая мушкетерско-зеленоватая подстилка, слабая, много корней. Переход резкий.

**A2g1 11—23 см.** Тяжелый суглинок, сизовато-синий бурый с белесыми ржавыми потеками, слабомасляный, бесструктурный, много корней, следы гниения. Переход ясный, порочный.

**B1g (G2) 22—40 см.** Тяжелый суглинок, сизовато-красноватый — череслабый пухляк ярже-ржавый и более мелких слезных пятен, рыхлый, бесструктурный, слабомасляный, много корней. Переход затененный.

**B2g1 40—70 см.** Тот же суглинок, но бурый. Дале белесые ржавые и слезные пятна, заметно талкообразные, старый. Переход резкий.

**L G2, 70—140 см.** Тяжелый суглинок сизый, с желкими ржавыми пятнами, талкообразный, с ржавыми пятнами и белесой заметной по горизонтальным слоям, в заморозок особенно выделяется на влажные поверхности. На все-духе очень быстро отстает и превращается в жидку. Переход затененный только со стороны морозов.

**G2 (Gg) 140—170 см (дно).** Тот же суглинок, но талый, почти жидкий, хорошо видны тонкие слезы и по горизонтальным белесым границам.

По морфологии минеральной толща эта почва заметно отличается от глеезсы антоновского (разрез 9—71). Осветленный элювиальный горизонт A2g1 здесь более мощный, хуже структурирован и сильнее отлеся, хотя последний признак выражен в пределах градаций, называемой талкостью. Морфологические признаки палеопочвенного процесса в горизонтах B не выявляются.

В распределении по профилю отлесяния отчетливо выражено два максимума. Первый максимум приурочен к горизонту B1g (G2) и связан, по-видимому, с латеральным потоком влаги и отлеся с увеличением увлажнения в верхних минеральных горизонтах в результате ошесого дежара. Второй максимум выражен в нижней половине почвенной толща и приурочен к горизонту почвенно-грунтово-вод и слою над ним. Последний во время описания разреза находился еще в заморозном состоянии. Можно полагать, что наибольшая водоносность характерна для слоя на глубине 120—150 см.

Сильное переувлажнение почвы и, в частности, верхних минеральных горизонтов совсем не отразилось на мощности и степени разложения подстилки, а также на характере папошвен-

Таблица 56 Слойная табуляция дифференцирования глубины грунтового-лесного элементар. 3. Разрез 16—21

| Глубина, см          | Глубина, см | pH      |         | Густота, %          | Повышенное содержание, мг/кг почвы |     |      |      | Насыщенность, % | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|----------------------|-------------|---------|---------|---------------------|------------------------------------|-----|------|------|-----------------|--------------------------------|--------------------------------|
|                      |             | господ. | субстр. |                     | Ca                                 | Mg  | K    | Na   |                 |                                |                                |
| AO                   | 0—14        | 4,7     | 3,4     | 61,27 <sup>44</sup> | 14,8                               | 9,3 | 26,0 | 26,0 | 30              | —                              | —                              |
| A2gl                 | 14—20       | 4,3     | 3,4     | 4,4                 | 5,3                                | 8,6 | 43,7 | 32,2 | 42              | 0,36                           | 0,70                           |
| B1g(Cg)              | 22—40       | 4,5     | 3,5     | 1,0                 | 6,7                                | 4,5 | 9,2  | 19,0 | 46              | 0,30                           | 0,82                           |
| B2gl                 | 40—70       | 4,8     | 3,8     | 0,7                 | 6,0                                | 4,2 | 6,2  | 18,4 | 94              | 0,17                           | 0,51                           |
| LC2                  | 70—85       | 5,0     | 3,8     | 0,5                 | 12,3                               | 6,2 | 0,5  | 22,0 | 10              | 0,34                           | 0,42                           |
|                      | 85—100      | 5,2     | 4,0     | 0,3                 | 14,3                               | 8,0 | 2,0  | 24,3 | 8               | 0,34                           | 0,36                           |
|                      | 100—150     | 5,5     | 4,8     | 0,3                 | 15,5                               | 9,0 | 4,2  | 23,3 | 5               | 0,17                           | 0,36                           |
| C2 <sub>2</sub> (Cg) | 150—160     | 5,0     | 4,2     | 0,3                 | 15,2                               | 7,3 | 1,4  | 24,1 | 8               | 0,43                           | 0,46                           |
|                      | 160—170     | 5,7     | 4,5     | 0,6                 | 20,4                               | 8,9 | 0,8  | 29,8 | 3               | 0,38                           | 0,75                           |

<sup>44</sup> Извлечен В. М. Кошечкина и Л. И. Яковлева.

<sup>45</sup> Потери при промывании.

ного покровя. В последнем обнаруживается только повышенная доля коллоидная, но состав иона пока не изменился под влиянием увлажнения почвы. Древесный ствол угнетен.

Важная кислотность этой почвы в верхних горизонтах больше, чем в автономном элементе, в поглощающей комплексе несколько беднее основаниями, что следует связывать с бо́льшим количеством влаги, проходящей через эти горизонты благодаря латеральному подтяжку. В то же время значительная неэквивалентность поглощающего комплекса распространяется на небольшую по мощности толщу (горизонты A2gl и B1g). По-видимому, следящие дефицитные ионы концентрируются до завышения более здесь более сильно выражено, чем в автономном элементе, в связи с чем вертикальное выщелачивание профиля было затруднено. Иллюстрирующие подвижность гумуса отмечается в той же по мощности толще, что и в автономном элементе, но количество гумуса больше, что, возможно, связано с трещиноватым послеложарным субстратом, а также с латеральным доступом лишнего гумуса.

Обращает на себя внимание увеличение содержания гумуса и поглощающих оснований в нижних горизонтах профиля, свидетельствующих о наличии ювенно-грунтовых вод. В отношении гумуса это, вероятно, связано с его аккумуляцией аккумуляцией: увеличение содержания поглощающих оснований можно объяснить более слабым выщелачиванием этих плохо водопроницаемых горизонтов почвенного профиля (табл. 56).

Почва сформирована в однородной тяжелосуглинястой толще. В ее верхней и нижней частях содержание иллитной фракции

Таблица 57. Механический состав глинистого дифференцированного глубоко-грунто-слабного горизонта  $\text{A}_2\text{g}$ . Разрез 10—71

| Горизонт                                        | Глубина, см | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Пористость, % | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Размер частиц |           |           |           |       |       |
|-------------------------------------------------|-------------|------------------------------|---------------|------------------------------|---------------|-----------|-----------|-----------|-------|-------|
|                                                 |             |                              |               |                              | 1,0—0,25      | 0,25—0,10 | 0,10—0,05 | 0,05—0,01 | <0,01 | <0,01 |
| A <sub>1</sub> g <sub>1</sub>                   | 11—23       | 2,65                         | 4             | 0                            | 7             | 39        | 42        | 10        | 24    | 50    |
| B <sub>1</sub> g <sub>1</sub> (G <sub>2</sub> ) | 23—40       | 2,71                         | 4             | 0                            | 7             | 41        | 72        | 8         | 20    | 49    |
| D <sub>2</sub> g <sub>1</sub>                   | 40—70       | 2,88                         | 4             | 0                            | 10            | 43        | 8         | 8         | 27    | 63    |
| LCS <sub>2</sub>                                | 70—87       | 3,11                         | 4             | 0                            | 8             | 42        | 5         | 6         | 31    | 45    |
|                                                 | 85—105      | 3,58                         | 4             | 0                            | 10            | 39        | 8         | 8         | 31    | 47    |
|                                                 | 105—140     | 3,51                         | 5             | 0                            | 10            | 38        | 10        | 10        | 25    | 47    |
| G <sub>2</sub> (G <sub>2</sub> )                | 140—170     | 3,43                         | 4             | 0                            | 10            | 40        | 10        | 8         | 28    | 46    |
|                                                 | 170—178     | 3,21                         | 3             | 0                            | 10            | 40        | 10        | 8         | 29    | 47    |

\* Даны в % по количеству.

лишь незначительно меньше (максимально на 4%), чем в верхней части длительно-мерзлого горизонта. Элювиальный горизонт не выделяется как обедненный илом, напротив, по сравнению с горизонтом B<sub>1</sub>g содержит ила несколько больше. Таким образом, двоякая элювиально-иллювиальная дифференциация не сопровождается дифференциацией текстурой. Верхняя часть длительно-мерзлого горизонта содержит несколько больше ила, чем все остальные части профиля (табл. 57).

В отношении распределения в профиле почвы валового  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  обнаруживаются закономерности, соответствующие глеевым дифференциациям. Содержание валового  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в горизонтах A<sub>2</sub>g<sub>1</sub> и B<sub>1</sub>g отражает морфологическую элювиально-иллювиальную дифференциацию и свидетельствует о возникновении последней именно в результате перераспределения окислов железа. К концу содержания железа уменьшается, а затем вновь несколько увеличивается (на глубине около 1 м), что может быть связано как с гидросило-эккумулятивным эффектом, так и с выходящей миграцией растворен. Содержание валового  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в горизонте B<sub>1</sub>g является самым высоким в катене; его можно объяснить не только вертикальной, но и латеральной миграцией этого элемента по катене и частичным окислением его в разрезе 10—71 в связи с расположением здесь, на границе болота и суходола, окислительно-восстановительного барьера катены (табл. 58).

Распределение аморфного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в большей мере отражает условия современной миграции железа, а также современное распределение стеницы отлеивания в профиле. По этому показателю почва разреза 10—71 значительно отличается от глеевого автопоясного, в котором были выявлены отчетливые элювиально-ил-

Таблица 58. Водородный состав таежного дифференцированного слабоокисленного глеевого горизонта, % на профилированную почву <sup>А</sup>. Разрез 10-71

| Горизонт | Глубина, см | Песок<br>и гл. по-<br>рошки, % | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | Сумма |
|----------|-------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|
| A2g1     | 11-22       | 10,00**                        | 78,84            | 12,28                          | 4,07                           | 1,30 | 0,92 | 98,48 |
|          |             | 49,42                          | 58,85            | 20,84                          | 10,80                          | 2,70 | 2,01 | 95,24 |
| B1g(C2)  | 22-40       | 7,17                           | 74,10            | 12,30                          | 8,86                           | 1,30 | 1,18 | 95,49 |
|          |             | 17,40                          | 56,84            | 21,31                          | 12,50                          | 2,38 | 2,07 | 93,05 |
| B3g1     | 40-70       | 0,68                           | 74,10            | 13,32                          | 5,80                           | 3,25 | 0,50 | 45,97 |
|          |             | 15,35                          | 59,71            | 22,11                          | 12,85                          | 3,24 | 2,42 | 96,08 |
| L1G2     | 70-85       | 7,15                           | 73,08            | 14,18                          | 4,15                           | 1,77 | 1,51 | 95,30 |
|          |             | 15,05                          | 50,24            | 22,87                          | 15,74                          | 2,97 | 2,28 | 96,74 |
|          | 85-105      | 6,67                           | 71,48            | 13,78                          | 5,43                           | 1,54 | 1,40 | 95,09 |
| G2g(C2g) | 105-140     | 10,79                          | 58,68            | 22,13                          | 12,14                          | 2,80 | 2,57 | 96,35 |
|          |             | 7,36                           | 73,12            | 14,25                          | 4,40                           | 2,15 | 0,95 | 94,94 |
|          | 140-160***  | 18,07                          | 58,33            | 21,54                          | 12,11                          | 2,83 | 2,52 | 95,70 |
|          | 160-170     | 4,19                           | 73,32            | 14,11                          | 1,70                           | 1,05 | 1,41 | 95,28 |
|          |             | 4,58                           | 73,42            | 14,35                          | 1,80                           | 2,02 | 0,81 | 95,51 |
|          |             | 15,80                          | 55,34            | 22,48                          | 12,91                          | 2,83 | 2,46 | 96,02 |

\* Анализы Г. А. Востекаль и Е. Т. Леонтьев. \*\* В профиле — окисная почва, 4-й вариант. \*\*\* — Анализ немецкой фирмы. \*\*\*\* Для этого горизонта нет данных по составу окислов железа.

аккумуляционное перераспределение аморфного железа, с максимумами в верхнем иллювиальном и в надмерзлотном горизонтах. В разрезе 10-71 это общее количество меньше, несмотря на значительно большее оглеение. Это свидетельствует об аккумуляционном выносе железа из профиля. Экологично-кальциевая дифференциация горизонтов A2g1 и B1g по содержанию аморфного Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> практически стирается. Она приобретает аккумуляционное распределение в профиле, с максимумами в верхних минеральных горизонтах и в грунтово-подной части профиля. Надмерзлотный максимум в результате прогрессирующего нарастания оглеения уже не наблюдается.

Подробнее несоответствие в распределении валового и аморфного железа по профилю отражает изменения, происходящие в почве в результате заболачивания. Экологично-пальчиковое перераспределение валового и аморфного железа возникло на предкальциевой автокомной стадии почвообразования; эта почва была дифференцирована сильнее, чем автономный глеезем на вершине увала. По-видимому, существовал в надмерзлотный максимум Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Сейчас под влиянием усиления отгесния во всем профиле и больше всего в его средней и нижней частях карушается соответствие в распределении аморфных и валовых форм  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Сильнее всего это проявилось в средней и нижней частях профиля: распределение аморфного железа в них выровнилось, в результате надмерзлотный максимум оказался стертым и в то же время стал выказаться небольшая гидрогенная аккумуляция подмерзлого железа. В верхних минеральных горизонтах практически стерлось адсорбционно-плазмиальное распределение аморфного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , его содержание в горизонтах A2gl и B1g стало почти одинаковым, что связано с усилением их отгесния.

В то же время разрез 10--71 перестает быть местом окислительно-восстановительного барьера катены. Н связан с наступлением болота он имеет сходство и с переднийкейкем вверх по склону. По содержанию количества в профиле аморфного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  уже отскачет начальный этап алювиально-слесового выноса железа из профиля. Поэтому можно полагать, что возникшая на окислительно-восстановительном барьере аккумуляция валового железа будет постепенно уменьшаться в результате развития алювиально-слесового процесса, по мере наступания болота и передвижения этого барьера вверх по склону.

Распределение валового  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в верхней части минеральной толщи отражает ту алюминийно-малоалюминую дифференциацию профиля, которая возникла на стадии автономного дифференциального глеезема. Вместе с тем в средней и нижней частях толщи профиля алюминий содержится в большем количестве, чем в автономном глееземе. По-видимому, это латеральная аккумуляция, происходящая в течение очень длительного времени. Вместе с тем во всей толще почвы содержится аморфного  $\text{Al}_2\text{O}_3$  значительно меньше, чем в автономном глееземе. По-видимому, в результате начавшегося алювиально-слесового процесса  $\text{Al}_2\text{O}_3$  теснеется профилем и исключение составляет небольшая гидрогенная аккумуляция, наблюдаемая в грунтово-водном горизонте.

Вся надмерзлотная часть профиля обеднена валовым  $\text{CaO}$ , что можно объяснить положением почвы на склоне и промыванием верхних горизонтов дополнительным количеством влаги. Их обеднение кальция, скорее всего, произошло до начала грунтово-слесового заболачивания и может усиливаться в результате поверхностного затопления этого участка, которое наступит позже. Толща, находящаяся под влиянием почвенно-грунтовых вод, напротив, несколько обогащена  $\text{CaO}$ . Она, по-видимому, приносится болотной водой, и это объясняет стратифицированный характер первых стадий торфяновышших этой катены.

Минимум валового  $\text{MgO}$  отмечается в элювиальном горизонте, что характерно для автономного глеезема: такое распределение его сложилось в предшествующую стадию почвообразования. В профиле почвы наблюдаются еще два максимума

MgO — над- и подмерзлотный. Трудно сказать, что их обуславливает, но вряд ли печальное заболачивание.

Илистая фракция азотистого горизонта несколько обеднена  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  и MgO и относительно обогащена  $SiO_2$ . Следовательно, качественный характер трансформации в илистой части почвы здесь остается таким же, как и в автономном глее-семе; эти трансформации, очевидно, сложились на итоговой стадии развития этой почвы и с заболачиванием ее слоев. В самых нижних горизонтах незначительно обогащен  $R_2O_3$ , что, возможно, определяется некоторой гидрогенной аккумуляцией их аморфных соединений, вызванной подтоплением горизонта почвенно-грунтовых вод.

Таким образом, в изучаемой почве, являющейся первым членом в ряду грунтового заболачивания, выявляется ряд признаков, связанных с изменением в интенсивности и наборе ЭПП, дифференцирующих эту почву. К ним относятся значительное усиление степени окисления средней и нижней частей профиля и приближение стабильного глеевого горизонта к поверхности. Усиление окисления наблюдается и в моралих муссеральных горизонтах, что может быть связано с теми причинами, действующими одновременно с ухудшением водопроницаемости нижней части почвенной толщи и связан с появлением горизонта почвенно-грунтовых вод, затем с падением латерального потока верхних горизонтов со стороны борта и с усилением степени окисления в верхних горизонтах после пожара. Увеличение окисления во всех профилях стимулирует значительно повышенное растворение веществ из почвенной толщи, и в частности соединений железа и алюминия. Одновременно происходит перераспределение аморфных форм этих соединений по аккумуляционному типу.

В нижней части профиля наблюдается небольшая гидрогенная аккумуляция аморфных  $R_2O_3$ , гумуса и  $CaO$ : разрез 10—71 располагается в зоне выкливания горизонта почвенно-грунтовых вод. Усиливается иллитизация гумуса в верхние минеральные горизонты. Предшествовавшее заболачиванию стадия развития этой почвы представляла собой глеевом таежный дифференцированный. В связи с появлением в нижней части склона аккумуляционного слоя дифференциации этой почвы была выражена сильнее, чем на вершине уступа, и по морфологии горизонта  $A_{2gl}$  и по степени его обеднения  $R_2O_3$ : эта почва была и сильнее сгущенной. Но по морфолого-химическим свойствам ее дифференциация нигде не имела того характера, который свойствен голубицким суглинистым почвам.

### Глеевые таежные дифференцированные грунтово-глеевые

Эта почва развита в транзитном гидроморфном секторе каппы и представлена на граде-островке, который с одной стороны отделяет от основного массива легаби, охватывающего участка торфяником 2, а с другой — непосредственно граничит с торфя-

ником 1. Довольноное увлажнение создается почвенно-грунтовыми водами, залегающими на глубине 60—80 см. Их горизонт сформировался в результате внепроточных болотных вод со стороны болот, которые соединялись под грядами. Постеречник гряды сейчас равен примерно 15—20 м, превышение над поверхностью болот является высокой центральной частью гряды не более 1 м. Следов поверхностного сбивания со стороны болот не прослеживается (за исключением самых краевых частей гряды-островка).

*Рябеев 14—71.* Разреженный угнетенный пихтово-кедровый лес с осерой, ольшой, редкими березой и елью. Неполный покров кустарничково-зеленомошный. Очень мощный ярус кустарничков — багульник и брусника (высотой 30—35 см), камнотолки и хвоща. По понижениям с краевых частей гряды видны пятна сытных угодий.

От 4—11 см. Темно-бурая торфянистая кустарничково-зеленомошная подстилка, плавающая, местами корневой. Переход ясный.

*Azgh 11—16* см. Тяжелый кулишник, коричнево-серый, сильно разложивший, обильно пронизан подземными грибами, рыхлый, бесструктурный, много жидкой. Переход ясный.

*Оз 12—26* см. Тяжелый суглинок, неоднородно-окисленный на кристаллических фазе разложения отчасти пятнистый, сухой, слегка сытный под, слабогидротропный. Переход постепенный.

*Вр 26—100* см. Тяжелый суглинок, на буром фоне бледно-серые пятна, олений и выжженный желтые, чем залегающий ниже серый, почти сухой, рыхлый, бесструктурный, корневой азотистый. Переход ясный.

*Сз 100—150* см. Тяжелый кулишник, жидкий, на сером фоне ржавые пятна ржавых размеров и изредка мелкие черные; сохранился, но разрушается малоконкреционная структура, темная сыноватость с горизонтально разбегавшейся белесой пленкой и обильной плесенью.

В морфологии этой почвы отчетливо проявляется признаки предпостепенной стадии развития — глеезоза тяжелого дифференцированного — и современной стадии — глеевой, связанной с близкими явлениями в профиле горизонтального почвенно-грунтовыми вод. Предпостепенная стадия отражена наличием кустарничково-зеленомошной подстилки и осероидного горизонта; для мощности обычных для автохтонных тяжелых глеезозов. Остальные морфологические признаки связаны со вторичным подъемом почвенно-грунтовых вод. Они выражаются в сильном влажном осероидном профиле, особенно с глубины 60 см, и интенсивном пеллокальцит-гузмозном процессе, способствующем прокрашиванию горизонта *Azgh* в коричневые тона, в разрушении структуры и сложении нижних горизонтов дрифта и породы под влиянием сильного и слабого многократного сжатия.

Следует отметить, что подобную же мелкокоричневую структуру и тонкоосевоатом с белесой пленкой и ржавыми пятнами сложение можно было наблюдать и в разрезе 9—71 автономного тяжелого глеезоза. Это признаки породы, так как прележка имеет горизонтальное залегание. Ранее указывалось (Коряков, 1973а), что под воздействием почвообразующих наблюдается

Таблица 59. Свойства тазжого дифференцированного грунтово-глеевого глеезема \*. Разрез 14 - 91

| Горизонт | Глубина, см | МД     |       | Гумус, %           | Поглощенный азот, мг на 100 г почвы |                  |                 |                | Влагоудержива-<br>емость, % | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|----------|-------------|--------|-------|--------------------|-------------------------------------|------------------|-----------------|----------------|-----------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
|          |             | кислот | щелоч |                    | Ca <sup>++</sup>                    | Mg <sup>++</sup> | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> |                             | по Титму, %                    |                                |
|          |             |        |       |                    |                                     |                  |                 |                |                             |                                |                                |
| О1       | 0—11        | 4,2    | 3,1   | 39,32 <sup>†</sup> | 18,0                                | 2,7              | 25,7            | 40,1           | 35                          | —                              | —                              |
| A2g1     | 11—16       | 4,2    | 3,1   | 3,1                | 3,1                                 | 1,1              | 13,8            | 18,5           | 70                          | 0,36                           | 0,04                           |
| О2       | 18—26       | 4,5    | 3,2   | 1,5                | 0,0                                 | 3,1              | 30,1            | 19,5           | 51                          | 0,24                           | 0,55                           |
| Вс       | 26—40       | 4,5    | 3,4   | 1,2                | 8,1                                 | 4,4              | 8,5             | 21,0           | 40                          | 0,30                           | 0,48                           |
|          | 40—60       | 4,6    | 3,0   | 0,3                | 7,8                                 | 3,8              | 7,2             | 16,8           | 38                          | 0,29                           | 0,43                           |
| С12      | 60—90       | 4,8    | 3,7   | 0,0                | 9,2                                 | 4,5              | 2,2             | 16,9           | 14                          | 0,24                           | 0,44                           |
|          | 90—120      | 5,2    | 4,1   | 0,0                | 11,7                                | 4,0              | 2,4             | 18,1           | 13                          | 0,09                           | 0,42                           |
|          | 120—150     | 5,2    | 4,1   | 0,5                | 12,7                                | 7,8              | 2,3             | 22,5           | 8                           | 0,24                           | 0,43                           |

\* Архипов И. М., Колосова Л. И., Мельникова.

<sup>†</sup> Показан без поправки на влажность.

ся нарушение горизонтальности сложения этих горизонтов и при-  
сыпки: в четкости, под влиянием выходящего передвижения  
растворов распространение присыпки становится вертикальным,  
струбчатым; она засоряется и трещины и поры и обволакивает  
ореховатые структурные отделимости. В этой почве присыпка  
имеет перекосное горизонтальное залегание. Это свидетельствует  
о том, что нижние горизонты профиля не являются идеаль-  
ными, а представляет собой слабо затронутую почвообра-  
зованием толщу.

По величине и распределению кислотности эта почва являет-  
ся почвой аналогом предшествующей. Наиболее кислыми явля-  
ются подстилка и элювиальный горизонт, внизу величина ки-  
слотности постепенно снижается, но значительность нижней ча-  
сти профиля (не только по величине pH, но и по содержанию по-  
глощенных оснований) является более высокой. Это можно быть  
выражено и ли заболочивания, почвенная почва формирующая  
на относительно дрепированном элементе рельефа. Выражен-  
ность кисловатый-гумусового процесса по глубине исцеляется до-  
сти такой же (им отмечено около 40 см), но, по-видимому, вслед-  
ствие изменения характера гумификации в грунтово-глеевой поч-  
ве наблюдается корочеющее окрашивание верхних минераль-  
ных горизонтов (I фракция гуминовых кислот).

Поглощающий комплекс грунтово-глеевой почвы в горизонте  
A2g1 сравнительно с другими подобными горизонтами катионы  
наиболее сильно обеднен основаниями и наиболее теплотонен.  
Это, очевидно, следует связать с активным воздействием на него  
органических кислот и нитрифицированных гумуса (табл. 59).

Почва сформирована в однородной тяжелосуглинистой толще. Относительно обеднены илим два горизонта —  $A2gh$  и  $G2_1$ , что не соответствует цветовой морфологической выраженности последнего горизонта: он не является оседлым. Максимальное содержание илистой фракции отмечается в средней части профиля, в горизонте  $Bg$ . Книзу оно вновь стабилизируется таким же, как в верхних горизонтах.

Поскольку в горизонте  $Bg$  с максимальным содержанием илим не отмечается морфологических признаков иллювинования, можно предполагать, что из лежащих выше горизонтов он выносился главным образом латеральным путем. Возможно, происходила и его трансформация, и частичное разрушение, как это установлено для элювиальных горизонтов глееземов (Градусов, Паленко, 1968; Тергульян и др., 1974; Никитин, Градусов, 1977). Горизонт  $Bg$  по содержанию илистой фракции близок к тяжелосуглинистым породам, распространенным в ареале Нань-Ян. Это приводит к заключению, что некоторое обеднение нижних горизонтов профиля илим, можно предположить в результате почвенно-грунтовых вод и выноса илим при их флукутации.

Следует отметить, что сильные окисление и даже токсичность горизонта  $G2_1$ , во-первых, определяют его залеганием над горизонтом  $Bg$ , относительно обогащенным илим и затрудняющим передвижение влаги (табл. 60).

В валовом составе грунтово-глеевой почвы, в общем очень типичном по профилю, обнаруживается потеря всей почвенной гончей  $CaO$  и обычно слабое обеднение валовыми  $Fe_2O_3$  и  $MgO$  верхних минеральных горизонтов —  $A2gh$  и  $G2_1$  (табл. 61). Это опять-таки не соответствует цветовой морфологии горизонта  $G2_1$ , которому присуща ржавая окраска.

В валовом составе илим наблюдается некоторое обеднение  $Fe_2O_3$  в горизонте  $A2gh$  и относительное увеличение содержания  $SiO_2$ . Распределение валового  $Al_2O_3$  и в илим и в мелкозерне стабилизируется по профилю. Илим в самом нижнем горизонте илистая фракция несколько обеднена  $Fe_2O_3$  и обогащена  $Al_2O_3$  (см. табл. 61).

Распределение по профилю аморфных  $K_2O$  имеет аккумулятивный характер, с небольшим максимумом в горизонтах  $A2gh$  и  $G2_1$ . Таким образом, процесс выравнивания содержания аморфных  $K_2O$  в профиле, зафиксированный в грунтово-грунтово-глеевой почве, здесь развит в еще большей степени. При этом происходит выравнивание распределения и валового  $Fe_2O_3$ , его содержание в профиле (кроме верхних обедненных горизонтов) очень контопично.

Аналитические данные позволяют предполагать, что предшествовавшая стадия развития этой почвы — процесс тяжелый и сложный — характеризовался стетаккой валовальных-илим-выявленной дифференциацией: аморфный горизонт имел мощность 15 см (современные горизонты  $A2gh$  и  $G2_1$ ) и выделялся по осветлению, потере илим, валового  $Fe_2O_3$  и  $MgO$ . Это широко-

Таблица 60. Механический состав уплотненного дифференцированного грунтового элювиального слоя. \*%. Разрез 10—71

| Грунт | Содерж. см. | Средне-мех. износ, % | Потери при 25° (показ. НС) | Размер фракц., мм |            |             |              |               |         |        |
|-------|-------------|----------------------|----------------------------|-------------------|------------|-------------|--------------|---------------|---------|--------|
|       |             |                      |                            | 1,0—0,25          | 0,25—0,075 | 0,075—0,025 | 0,025—0,0075 | 0,0075—0,0025 | <0,0025 | <0,001 |
| А2g   | 11—10       | 3,28                 | 0                          | 0                 | 10         | 30          | 0            | 14            | 31      | 65     |
| С2g   | 18—20       | 3,29                 | 0                          | 0                 | 10         | 41          | 0            | 18            | 24      | 53     |
| Вг    | 20—40       | 3,31                 | 0                          | 0                 | 9          | 37          | 10           | 11            | 27      | 48     |
|       | 40—60       | 3,33                 | 4                          | 0                 | 10         | 44          | 9            | 5             | 27      | 45     |
| С5g   | 60—90       | 2,54                 | 1                          | 0                 | 11         | 43          | 9            | 11            | 25      | 42     |
|       | 90—120      | 2,36                 | 4                          | 0                 | 11         | 43          | 5            | 10            | 25      | 43     |
|       | 120—150     | 3,22                 | 1                          | 0                 | 10         | 40          | 7            | 15            | 23      | 43     |

\* Анализ: Л. А. Чурбанов.

Таблица 61. Пилокостный состав тального дифференцированного грунтового слоя, % на прокаленную плиту \*. Разрез 10—71

| Грунт | Глубина, см | Потери при сжатии, % | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | Na <sub>2</sub> O | Сумма |
|-------|-------------|----------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|-------|
| А2g   | 11—10       | 7,37*                | 77,20            | 13,39                          | 3,55                           | 0,95 | 0,60 |                   | 96,21 |
|       |             | 21,78                | 57,52            | 23,07                          | 11,74                          | 2,01 | 2,17 | 0,10              | 88,11 |
| С2g   | 18—20       | 8,02                 | 77,12            | 13,37                          | 3,83                           | 0,90 | 0,90 |                   | 96,28 |
|       |             | 15,11                | 58,05            | 23,12                          | 12,17                          | 2,44 | 1,78 | 0,05              | 96,17 |
| Вг    | 20—40       | 8,82                 | 76,24            | 13,71                          | 4,00                           | 0,88 | 1,10 |                   | 96,81 |
|       |             | 17,70                | 58,55            | 23,67                          | 12,04                          | 2,00 | 1,36 | 0,00              | 97,58 |
|       | 40—60       | 9,19                 | 76,14            | 13,38                          | 4,89                           | 1,05 | 1,25 |                   | 96,77 |
|       |             | 17,25                | 58,65            | 23,81                          | 12,61                          | 2,24 | 2,11 | 0,00              | 96,73 |
| С2g   | 60—90       | 8,54                 | 76,40            | 12,89                          | 4,43                           | 1,35 | 1,53 |                   | 96,55 |
|       |             | 17,10                | 58,87            | 23,85                          | 12,28                          | 3,00 | 2,68 | 0,14              | 97,22 |
|       | 90—120      | 8,65                 | 75,08            | 13,85                          | 4,39                           | 1,43 | 1,12 |                   | 96,71 |
|       |             | 17,13                | 59,05            | 23,63                          | 12,75                          | 2,58 | 2,43 | 0,14              | 96,40 |
|       | 120—150     | 8,00                 | 75,18            | 14,15                          | 4,96                           | 1,30 | 1,34 |                   | 96,97 |
|       |             | 17,35                | 57,56            | 24,50                          | 10,85                          | 1,91 | 2,13 | 0,12              | 97,30 |

\* Анализ: Л. А. Чурбанов и Д. Г. Лешин.

\* В скобках — состав выщелочен. карбонатов — состав выщелоч. фракции.

бохальской, го-видимой, и соответствующей дифференциальной аморфных R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, обильной для подобных почв.

Посильные дождево-грунтовые вод в профиле, усиление оглеения и относительный дефицит инфильтрационных токов способствует

ли ослаблению и затуханию некоторых ЭПЦ, действующих в профиле, и появления новых. По-видимому, перестали действовать ЭПЦ, обуславливающие элювиальную осветленную толщу, прекратились вынос  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и элювиально-гидрохимическое перераспределение аморфных  $\text{R}_2\text{O}_3$ . Изменился качественный характер ЭПЦ гудронизации; образующиеся гумусовые соединения приобрели гуматный состав, а их илловизирование в верхние минеральные горизонты окрасило последние в коричневый цвет.

Усиление элюзии и условий почвообразования грунтовыми водами способствовало активной перераспределению в профиле аморфных  $\text{R}_2\text{O}_3$ , особенно оксидов железа. В результате были стёрты максимум в распределении валового и аморфного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Как реликт сохранилась обеднённая валовым  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  элювиальная толща бывшего элювиального глеезема. Сейчас нижняя ее часть (горизонт G2) под влиянием относительной аккумуляции аморфного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  приобрела и качественно-ржавые тона, маскирующие обеднение горизонта G2 валовым железом.

Таким образом, эта почва, как второй член в ряду грунтового заболачивания, отличается усилением и новыми изменением тех же процессов, которые отмечались в первом члене этого ряда. Элюзия охватывает всю толщу профиля. Под её влиянием происходит перераспределение аморфных  $\text{R}_2\text{O}_3$ , сопровождающееся их небольшим элювиально-глеевым выносом. Об этом можно судить только предположительно (по стиранию максимумов в их распределении), но если вынос здесь и происходит, то он все же затормаживается подпором грунтовыми водами. Вся почвенная толща теряет  $\text{CaO}$ .

Верхние минеральные горизонты приобретают коричневый элювиальный гумус. В нижних горизонтах выражены гидрохимия: аккумуляция гумусовых соединений. В первом члене ряда грунтового заболачивания отмечался и небольшая гидрохимическая аккумуляция аморфных  $\text{R}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ . По-видимому, это обуславливается тем, что в глубоко-грунтово-глеевой почве горизонты почвенно-грунтовых вод находятся в зоне выклинивания, они воды взаимодействуют с подмерзлыми минеральными водами водоизгнания и обогащаются растворенными в них веществами. В грунтово-глеевой почве присутствуют только болотные воды, содержащие много застывшего гумуса, мало  $\text{Ca}$  и совсем не содержащие  $\text{R}_2\text{O}_3$  (см. выше, состав болотной воды).

### Глеезема болотные торфяные

Эта почва формируется в торфяном гидроморфном секторе катены и играет основную роль в ее супераквальной части, представляемой торфяником 2. Ниже рассматривается наиболее мощная крайняя часть этого торфяника.

Наиболеемощнее на этом участке осуществлялось, по-видимому, сначала грунтовым путем, а затем произошло затопление болотной водой. Таким образом, в целом здесь отмечается забола-

чивались по смешанному типу, но грунтовыми заболачивавшие проявлялись раньше и было более длительными, поверхностное затопление завершило этот процесс. Разобщенность во времени разных типов заболачивания на одних и тех же участках достаточно часто встречается в такой-то зоне. Это характерно для заболачивания на легких породах, когда фаза воздействия грунтовых вод завершается обводнением поступающими с болота водами. Подобные же случаи заболачивания на тяжелых породах и тяжелой тайге были описаны там же ранее (Караванова, 1978б).

Разрез II - 71. Обводненная окраина торфяника 2, прилегающая к склону сухого, поперечник около 40 м. Кедрово-березовый гнибущий лес с едкими соснами. Очень много сухостоя и палышина. Редкий угнетенный кедровый подрост. Многоклеточные папоротники образуют повышение микрорельефа, между которыми расползаются обводненные мошарики, заросшие войником, сабельником, осокой толстой, впрочем угнетен и сфагнум. На валехниках — княженика, гадючник, майник, хвощ лесной, зеленые ххи. Разрез описан в мочажитке.

Ог 0—20 см. Войничково-сфагновый кислый торф, переложистый, с древесными остатками, пропитан водой.

АО 20—35 см. Хлопчатое-водосоглатное сосняк подстилка с обильными остатками бересты, слабо разложившаяся, пропитана водой. Переход лесной.

Ог 35—43 см. Слабо-светло-бурый с перитическими пятнами, гниловатый, дробиновидный, мелкоизмельченный гумус, мокрый.

Ог 43—60 см. Пестрый, резко светлый, влажный, мокрый.

Ог 60—100 см (бул). Слизь, с редкими рядами сянками, влажный, мокрый.

В морфологии этой лозы отражены артефакты по крайней мере двух стадий почвообразования. В зеленомошной подстилке и лесоматом под ней сформирован горизонт залысавшего предшествовавшего таежного глеевого почвообразования. Слизение всего профиля и нарастание слоя нижнего торфа соответствуют современным условиям развития болота. Двухслойность органического горизонта отражается не только в степени его разложения и выделок веществ, но и в величине потерь при прокаливании. Поглощающий комплекс обделен основаниями и значительно не киснеет в горизонтах Ог, АО и Ог (табл. 62).

Там же менее авторфизические по лиственному типу способствующие некоторому уменьшению кислотности и закисляемости: их величина меньше, чем в глеевых и таежных и грунтово-таежных. По-видимому, до заболачивания (для до затопления) и почвенном профиле был сформирован эвровиальный горизонт значительной мощности: обделение кислотной фракцией прослеживается и толще горизонтов Ог и Ог. То же отражено и в распределении валового  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (табл. 63, 64).

В то же время желтый  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и в желтоземе, и в эле практически не дифференцировал по профилю (табл. 64). Потери  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$  выражена только в горизонте Ог, имеющем мощность 5 см. Подобная мощность обделенного горизонта характерна для

Таблица 69 Свойства биогенного торфяного глеезема<sup>а</sup>. Разрез 11—71

| Горизонт | Глубина, см | pH     |        | Гумус, %            | Показатели кислотности, 30-90° по 100 г почвы |      |      |       | Минерализация, % | ΔH <sub>2</sub> O <sub>2</sub> / Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |      |
|----------|-------------|--------|--------|---------------------|-----------------------------------------------|------|------|-------|------------------|-----------------------------------------------------------------|------|
|          |             | водный | водный |                     | CaCl <sub>2</sub>                             | 0,5N | 1N   | сумма |                  | по Танау, %                                                     |      |
| G1       | 0—20        | 3,3    | 3,3    | 93,31 <sup>бв</sup> | 10,6                                          | 7,2  | 40,8 | 70,7  | 66               | —                                                               | —    |
| G2       | 21—35       | 3,1    | 3,0    | 72,55               | 12,4                                          | 7,4  | 36,0 | 53,8  | 64               | —                                                               | —    |
| G3       | 36—43       | 4,5    | 3,4    | 7,4                 | 6,7                                           | 4,9  | 12,6 | 24,3  | 52               | 0,70                                                            | 0,74 |
| G2       | 43—50       | 4,5    | 3,4    | 5,6                 | 6,9                                           | 5,3  | 8,2  | 20,5  | 39               | 0,57                                                            | 1,24 |
| G1       | 50—70       | 5,0    | 3,9    | 1,3                 | 11,3                                          | 0,7  | 5,2  | 33,3  | 22               | 0,57                                                            | 0,85 |

Амплитуда 20, 6; Коэффициент 2, 11; Погреш. — — — — — <sup>бв</sup>Поправка для преобразования.

автохтонных торфяных глееземов. Возможно, что в этой почве отражены не две, а три стадии почвообразования: автохтонная, грунтово-глеевая и современная торфяно-глеевая. Достоверно разделить признаки торфяных двух стадий не представляется возможным.

Можно предположить, что на автохтонной стадии был сформирован глеезем с автохтонным горизонтом мощностью 6 см и что в это время и произошло значительное обеднение донной (гравели) этой горизонта окислами железа и магния, а также вынос оснований из элювиального горизонта. На грунтово-глеевой стадии окислы железа перераспределены (заглублены) по профилю, с одновременной гидрогеномной аккумуляцией их в нижних горизонтах.

Изменялось распределение и аморфных  $R_2O_3$ . Оно было обусловлено в основном увеличением окислов в самом профиле, т.е. очевидно, в латеральном подтоке подвижных  $R_2O_3$  гумуса и суслопей из лежащего выше по склону сектора (разрез 10—71), где также увеличилось увлажнение и элювиально-глеевой ярус подвижных соединений. Рассеятрикоемая почва оказалась в транзитно-аккумулятивных условиях в отношении подвижных  $R_2O_3$  гумуса и суслопей.

В связи с ростом торфяника 2 почва подверглась затоплению — эти заболочивания стали смешанными. Эта современная стадия почвообразования характеризовалась глееземом всего профиля, сформированием слоя элювиального торфа, активизацией процесса иллюминирования подвижных гумусовых соединений и, повидному, перераспределением окислов железа в соответствии со сменой окислительно-восстановительных условий.

Следует отметить, что процесс иллюминирования гумуса в верхние латеральные горизонты сопровождается аккумуляцией в них органических коллоидов. Проникают утяжеленные этой частью профиля, ее коллоидальным органическим ялом, что усиливает пере-

Таблица 63 Механический состав болотного торфяного глеезема <sup>А</sup>, % Размер 15—74

| Горизонт       | Глубина, см | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Размер частиц, мм |          |            |            |            |       |        |
|----------------|-------------|------------------------------|------------------------------|-------------------|----------|------------|------------|------------|-------|--------|
|                |             |                              |                              | 1,0—0,5           | 0,25—0,1 | 0,075—0,05 | 0,05—0,025 | 0,025—0,01 | <0,01 | <0,005 |
| О <sub>1</sub> | 33—43       | 0,70                         | 5                            | 0                 | 0        | 31         | 15         | 7          | 36    | 21     |
| О <sub>2</sub> | 43—60       | 0,78                         | 4                            | 0                 | 0        | 37         | 14         | 12         | 28    | 10     |
| О <sub>1</sub> | 60—100      | 0,74                         | 6                            | 0                 | 8        | 51         | 8          | 13         | 35    | 25     |

<sup>А</sup> Анализ Ю. М. Колыбасов.<sup>Б</sup> После обработки H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>.Таблица 64 Валовой состав болотного торфяного глеезема <sup>А</sup>, Размер 15—74

| Горизонт       | Глубина, см | Плотность, г/см <sup>3</sup> | C <sub>org</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | C <sub>inorg</sub> |
|----------------|-------------|------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|--------------------|
| О <sub>1</sub> | 33—43       | 0,70**                       | 75,27            | 14,21                          | 4,43                           | 1,25 | 0,72 | 95,68              |
|                |             | 0,78                         | 76,40            | 13,58                          | 4,08                           | 2,26 | 1,32 | 96,10              |
| О <sub>2</sub> | 43—60       | 0,72                         | 72,74            | 14,57                          | 5,14                           | 1,31 | 1,13 | 94,70              |
|                |             | 0,78                         | 73,84            | 13,85                          | 4,70                           | 2,20 | 1,35 | 96,00              |
| О <sub>1</sub> | 60—100      | 0,74                         | 71,51            | 15,50                          | 6,29                           | 4,43 | 1,81 | 98,50              |
|                |             | 0,77                         | 70,73            | 15,59                          | 6,47                           | 3,53 | 1,95 | 97,53              |

<sup>А</sup> Анализ Ю. А. Бондаренко и Л. Г. Митин. <sup>Б</sup> В скобках — состав глеезема, % от органического вещества. <sup>В</sup> Значения после обработки H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> на механическую фракцию.

увлажнении лежащей выше ортотомной толщи. Этот процесс постепенно приводит к усадке торфа на одну градацию механического состава. Рассматриваемая толща характеризуется на глееиспользуемой и глееколлапсной (см. табл. 16).

Таким образом, что толща как третий класс в иероглико-хорфном ряду очень характеризуется сложной фрунто-глеевого заболачивания сложением. На стадии затолжения особенно усиливается диморфизм-гумусовый процесс достигает наибольшей интенсивности до момента охвата торфа на толщу 3 количеству гумуса и приводит к катамезису дерновых минеральных торфяных горизонтов практически до конца, что соответствует еще более к нему переувлажнению растущего торфяного слоя.

#### РАЗВИТИЕ КАТЕНА ГРУНТОВОГО И СМЕШАННОГО ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

Так же как и в ранее рассмотренных случаях, развитие этой катены неустойчивое. Причиной этого — не сбалансированная часть — развитие торфяники. Особливостями катены является

расширение избытка древнего (бореала), сильно обедненного биотного материала, возникшего в результате авторфизмания русла в долины реки (близ ее устья). Этим объясняется повышенная обводненность этой болота, характерная с первых стадий его формирования. Поэтому влияние болота на прилегающую периферию сушидолы началось задолго до того, как его рельеф принял шипуловую форму (даже сейчас на окраине болота, прилегающей к сушидолу, выпуклый рельеф не выражен).

Образ избыточной влаги из болота приходила грунтовыми путями. Подъем урвыня почвенно-грунтовых вод происходил сначала в понижении склона, ставшем впоследствии торфяником 2. Это произошло, по-видимому, в интервале от 1 до 2 тыс. лет назад, в начале «борельно-субатлантического периода. Заболачивание, как уже говорилось, началось в последнее тысячелетие и, можно думать, было стимулировано дальнейшим затоплением (первоначально периодического) болотными водами, существовавшими с торфяника 1 (формирование торфяника 2 и его обводненность способствовали оттоку воды от основного массива сушидолы, гряды, ветровка и полностью и это толкнуло горизонт почвенно-грунтовых вод.

По-видимому, примерно в эти же времена болотные воды затопили нижнюю часть сушидолы (разрез II-71) и затопились в его средней части (разрез III-71), благодаря чему протяженность сушидолы в этой части значительно увеличилась. Можно сказать, что это было также, как 1000 лет назад. То, что все эти события произошли более или менее одновременно, связано с определенной стадией формирования торфяника 2, которая была определяющей для развития заболачивания в этой части. Тем самым заболачивание затопило и течение длительного времени осуществлялось (и продолжает осуществляться) почвенно-грунтовыми путями, по каналу «подземных почвенно-грунтовых вод, течение нечеткое. Затем «подземный» субстрат подвергся затоплению, что привело к началу торфянообразования. Таким образом, длительный этап заболачивания, связанный с поступлением влаги подземными путями, является решающим для образования торфянокомплексной.

Следует подчеркнуть, что в пределах ташкинской зоны при заболачивании сушидолы начало торфянообразования всегда связано с избытком поверхностной влаги. Даже если почвенно-грунтовые воды лежат глубоко, они не стимулируют торфянообразования; последнее начинается только тогда, когда наступает в достаточной мере поверхностное заболачивание. Это может быть связано с двумя причинами: 1) поверхностная влага — прямой стимулятор развития гидрофильной растительности и торфянокомплексной; 2) для развития болот поднимается почвенно-грунтовых вод по периферии сушидолы — медленный процесс, рост торфяной залежи и следовательно за ним затопление сушидолы определяют тот момент, когда почвенно-грунтовые воды могут быть подняты настолько

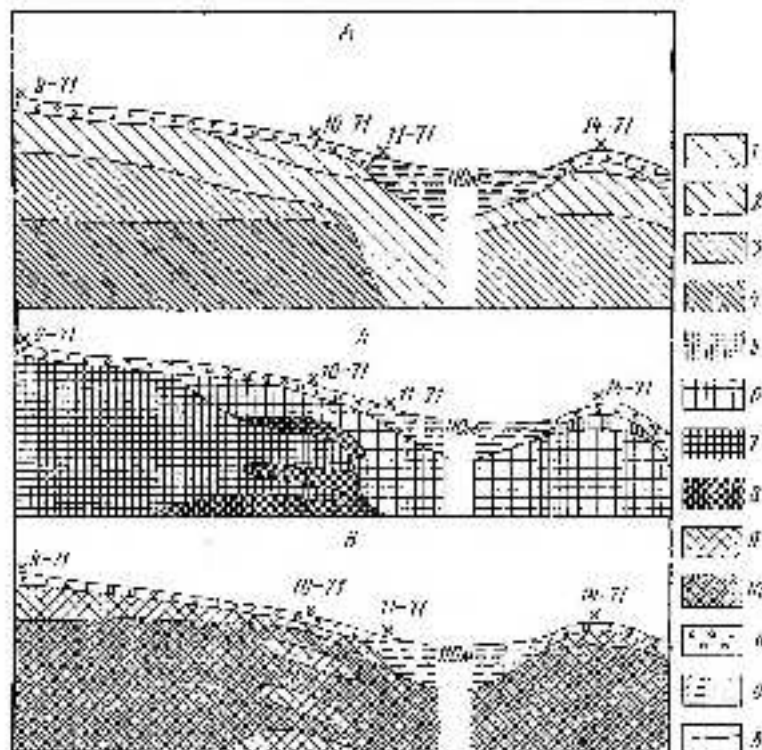


Рис. 23. Распределение pH водной, плавкой  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  в катено почвенно-грунтового (и смешанного) заболачивания

1 — pH водной; 2 — <4.5; 3 — 4.5-5.0; 4 — 5.0-5.5; 5 — >5.5; 6 — плавкой  $\text{CaO}$ ; 7: 1.0-1.5; 8: 1.5-2.0; 9: >2.0; 10 — плавкой  $\text{MgO}$ ; 11: 1.0-2.0; 12: 2.0-3.0; 13 — >3.0; 14 — >3.0; 15 — >3.0; 16 — >3.0; 17 — >3.0; 18 — >3.0; 19 — >3.0; 20 — >3.0; 21 — >3.0; 22 — >3.0; 23 — >3.0; 24 — >3.0; 25 — >3.0; 26 — >3.0; 27 — >3.0; 28 — >3.0; 29 — >3.0; 30 — >3.0; 31 — >3.0; 32 — >3.0; 33 — >3.0; 34 — >3.0; 35 — >3.0; 36 — >3.0; 37 — >3.0; 38 — >3.0; 39 — >3.0; 40 — >3.0; 41 — >3.0; 42 — >3.0; 43 — >3.0; 44 — >3.0; 45 — >3.0; 46 — >3.0; 47 — >3.0; 48 — >3.0; 49 — >3.0; 50 — >3.0; 51 — >3.0; 52 — >3.0; 53 — >3.0; 54 — >3.0; 55 — >3.0; 56 — >3.0; 57 — >3.0; 58 — >3.0; 59 — >3.0; 60 — >3.0; 61 — >3.0; 62 — >3.0; 63 — >3.0; 64 — >3.0; 65 — >3.0; 66 — >3.0; 67 — >3.0; 68 — >3.0; 69 — >3.0; 70 — >3.0; 71 — >3.0; 72 — >3.0; 73 — >3.0; 74 — >3.0; 75 — >3.0; 76 — >3.0; 77 — >3.0; 78 — >3.0; 79 — >3.0; 80 — >3.0; 81 — >3.0; 82 — >3.0; 83 — >3.0; 84 — >3.0; 85 — >3.0; 86 — >3.0; 87 — >3.0; 88 — >3.0; 89 — >3.0; 90 — >3.0; 91 — >3.0; 92 — >3.0; 93 — >3.0; 94 — >3.0; 95 — >3.0; 96 — >3.0; 97 — >3.0; 98 — >3.0; 99 — >3.0; 100 — >3.0

близко к поверхности, чтобы вызвать соответствующую реакцию фитоценозов в начале торфянообразования.

Особенность перитидроморфной катены при почвенно-грунтовой форме заболачивания, ее динамика обуславливаются по сути дела ведущим ЭНП — процессом и процессами, ему сопутствующими. Характер и выраженность последних определяются водным режимом, складывающимся в почвенной толще, а именно: степенью устойчивости уровня почвенно-грунтовых вод в профиле, их составом, глубиной залегания и зависящей от этих характеристик степенью оледенения верхней части профиля, а также возможностью инфильтрации перитидроморфной влаги. Иными словами, здесь важна степень подпора инфильтрующей влаги почвенно-грунтовыми водами в составе последних.

Поскольку режим и состав почвенно-грунтовых вод очень сильно варьируют в зависимости от локальных факторов забо-

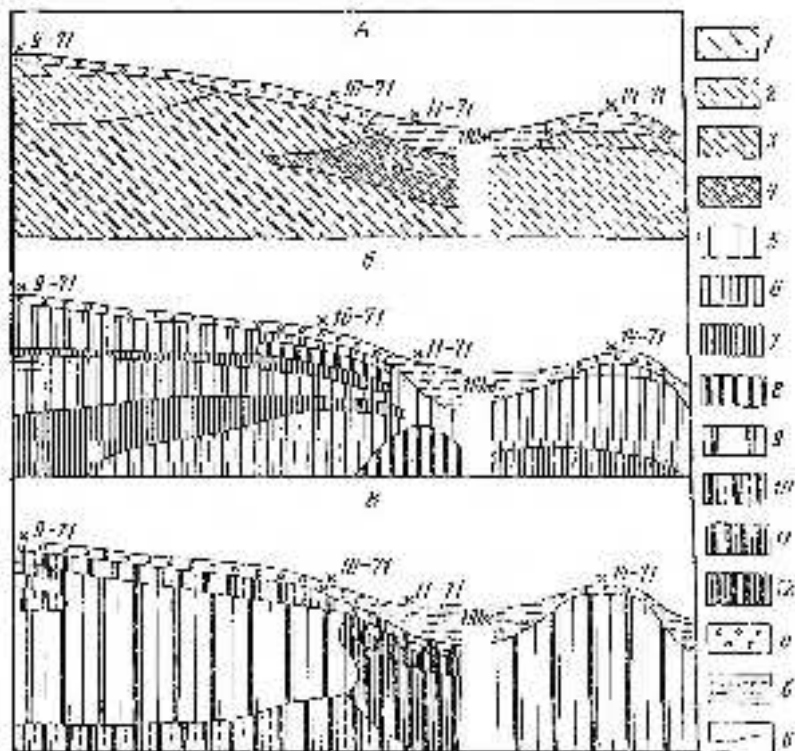


Рис. 71. Распределение окисной фазы и формы  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в катено почвенно-грунтовой (по естественной заболоченности)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

А — окисная фаза; 1 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 2 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 3 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 4 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 5 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 6 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 7 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 8 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 9 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 10 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 11 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 12 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . В —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  по Тихому; 13 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 14 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 15 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 16 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 17 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 18 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 19 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 20 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 21 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 22 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 23 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 24 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . В —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  по Тихому; 13 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 14 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 15 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 16 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 17 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 18 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 19 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 20 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 21 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 22 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 23 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 24 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

личивания, то следует ожидать такого же вымывания и в характере процессов, сопутствующих окислению при почвенно-грунтовой заболочивании на тяжелых породах. Это касается вымываемости процесса элементарно-элементарного окисления  $\text{R}_2\text{O}_3$  и вала из почвенной толщи к поверхности (или отсутствию) в нижней части профиля гидрогенной аккумуляции подложных соединений, в частности  $\text{R}_2\text{O}_3$ , в грунте. Поэтому можно выделить те процессы, которые возникают при почвенно-грунтовой заболочивании и сопровождают (хотя и не определяют) его, от процессов, проявляя в которых не является обязательным и которые представляют собой лишь частный случай, характерный для данной катены.

Рассмотрение естественных профилей катены, формирующихся на почвенно-грунтовой водах, показывает, что в верхних минеральных горизонтах, а иногда и в подстилке наблюда-

ется заметное подкиснение (рис. 23, А). Поскольку этот признак весьма динамичен, его можно объяснить тем, что поровлажнение зерновой части профиля увеличивается, а подстилка остается той же по мощности и составу, что способствует уменьшению выщелачивания как эриктогенного, так и подстилообразных минеральных горизонтов. Кислотность лежащих ниже горизонтов на первой стадии выщелачивания, как и в автономном слоевом, постепенно увеличивается с глубиной почти до слабых значений. Длительное воздействие кислых почвенных вод, внедрившихся в почвенно-грунтовую толщу, приводит со временем к ее повальному подкислению.

Такая же динамика во времени наблюдается и по  $\text{CaO}$  (рис. 23, Б). На первой стадии заболачивания при глубоком залегании почвенно-грунтовых вод калышай падает и выщелачивается из верхних, усиление выщелачиваемой и наиболее кислой части профиля, и более глубокие горизонты. Под влиянием длительного присутствия и флукутации кислых почвенно-грунтовых вод вся почвенная толща обедняется  $\text{CaO}$  по сравнению с автономным слоевом.

Для окислов магния, напротив, не обнаруживается динамики, связанной с почвенно-грунтовым заболачиванием. В их распределении по катене сохраняется одна отчетливая закономерность, характерная для автономного дифференцированного слоева: относительно обедненный горизонт террет  $\text{MgO}$ , а также на нем толща однородна по его содержанию. Это распределение сохраняется во всех заболачивающихся почвах катены как реликт автономной стадии развития. По-видимому, окисление и отсутствующие ему процессы не имеют существенных изменений в процессах преобразования гранитного материала почвы, связанные с потерей или аккумуляцией магния. Отмеченные закономерности в распределении кислотности,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  в толще катены, заболачивающейся по почвенно-грунтовому типу, по-видимому, следует считать характерными для подобных случаев.

Этого нельзя сказать о распределении пылевой фракции, которое во многом определяется локальными факторами заболачивания, влияющими на выраженность латерального перемещения веществ по катене (рис. 24, А). В рассматриваемом случае на стадии эриктогену 2 происходит замедление латерального суффизиионного потока, и пылевой профиль на первой стадии заболачивания оказывается аккумулятивным по отношению к автоному слоеву. Этот процесс, возможно, был выражен и до заболачивания, последнее могло лишь усилить его эффект благодаря пассивной роли, играющей в торфянах 2. В то же время в условиях более свободной флукутации почвенно-грунтовых вод (вторая стадия заболачивания) наблюдается общее обеднение пылью нижних почвенно-грунтовых частей профиля. Подобное распределение для, возможно, нельзя полностью связывать с заболачиванием;

сно можно сложиться еще на автохтонной стадии развития, так как участок с близкими стiefее к поверхности почвенно-грунтовыми водами (гряда островок) до заболачивания развивался в условиях относительно свободного оттока почвенной влаги из почвенной толщи.

Распределение валового  $Fe_2O_3$  по катене отчетливо отражает ее окислительно-восстановительные условия (рис. 24, Б). Выявляется место основного окислительно-восстановительного барьера катены; он размещается вблизи границы залегания и супераккумулятивной чистоты, и тесно с глубоко залегающими почвенно-грунтовыми водами. В профиле этой почвы, в сухости, имеются два таких барьера: более отчетливый - обратный (горизонт В) и менее отчетливый, расположенный над грунтовыми водами, в дельтаино-карлином горизонте. Здесь наблюдаются максимумы для катены аккумуляции валового  $Fe_2O_3$ , обусловленные не только вертикальной, исходящей и восходящей (от почвенно-грунтовых вод), но и латеральной, перекладываясь и обратной (от торфяника 2) миграцией его в катене. Поэтому в толще этой почвы распределение железа является и наиболее интересным. Можно предположить, что на данной стабильно-влажной части профиля преобладает алювиально-глеевый вынос  $Fe_2O_3$ . При длительном воздействии почвенно-грунтовых вод и приближении их к поверхности наблюдается перераспределение  $Fe_2O_3$  в почвенной толще, выравнивание его содержания в профиле, конечно, же, также сопровождающееся его алювиально-глеевым выносом.

Полное протекание алювиально-глеевого выноса  $Fe_2O_3$  из почвенной толщи при почвенно-грунтово-м типе заболачивания отчетливо отражается в распределении по катене его наиболее подвижных сульфидных оксидов (рис. 24, В). Иллюстративный и показательный максимум, который существует в автохтонном глееземе, уже на первой стадии заболачивания не выражен. Распределение аморфного железа приобретает аккумулятивный характер. На второй стадии заболачивания стирается и всякий максимум и распределение аморфных оксидов железа. Можно считать, что их перераспределение сопровождается алювиально-глеевым выносом железа из почвенной толщи; этот процесс, в разной степени выраженный, можно считать обязательным для почвенно-грунтово-м типа заболачивания.

Распределение по катене валового алюминия, сколько всего, отражает закономерности, сложившиеся на суходольном этапе почвообразования и мало или совсем не изменяемые при почвенно-грунтово-м заболачивании. Минимум валового  $Al_2O_3$  приурочен к алювиальному горизонту глеезема дифференцированного глубоко-грунтово-глеевого, максимальное количество наблюдается в той же почве и в глубоких минеральных горизонтах под торфяником 2. Эти закономерности, по-видимому, сложившиеся на суходольном этапе развития катены и определяются как соответствующей вертикальной дифференциацией



ныи для почвенно-грунтового заболачивания. В то же время развитие этого ЭПП сопровождается некоторыми частными закономерностями, обусловленными локальными факторами заболачивания. В рассматриваемой катене на первой стадии заболачивания обнаруживаются два минимума и содержания аморфного  $Al_2O_3$  — гидроморфизм, связанный с латеральным выносом, и почвморфизм, обусловленный выносом. Благодаря флуктуации уровня почвенно-грунтовых вод. Здесь же формируется небольшой гидрогипсовый максимум аморфного  $Al_2O_3$ . На второй стадии заболачивания наблюдается кардинальное выравнивание содержания аморфного  $Al_2O_3$  по профилю отстоявшаяся его гидрогенного выноса.

Подвальные гумусовые соединения распределены по катене вполне равномерно (рис. 25, В). Их количество возрастает с усилением окисления. По мере развития почвенно-грунтового заболачивания содержание гумусовых соединений в глубинах профиля питания верхних минеральных горизонтов профиля увеличивается. Изменяется и их качественный характер, связанный с усилением гидроморфности условий гумификации: слабо выражено буроватое дискриптивное минеральных горизонтов сменяется пестротой коричневой.

Перейдем теперь к рассмотрению завершающего этапа развития катены после ее затопления поверхностными водами и выясним, что нового в развитии катены привнесет этот качественно другой этап. Основная его черта — начало ЭПП торфянозакисления, который отсутствует на всех стадиях почвенно-грунтового заболачивания. Формируется торфяной торфяной, достаточно кислый (низкий обесцвеченный торф). Минимальные значения pH, характерные для грунтово-лесных почв, снижаются, и кислотность почвенной толщны выравнивается. Резко возрастает интенсивность плазменного-гумусового процесса. При этом происходит не только преобразование минеральных горизонтов, но и их коллоидная органическая среда. Этот процесс развивается, конечно, на фоне латерального подтока органических соединений.

Покажу, только эти особенности — возникновение ЭПП торфянозакисления, уменьшение кислотности в верхних минеральных горизонтах и повышенную активность ЭПП катионирования гумуса — следует связывать с этапом затопления — возникновением почвенно-грунтового заболачивания в экстенсивное. Все остальные особенности гидроморфного торфяного сектора катены определяются его подложкой у подложке склона, и связаны с тем здесь выражена аккумуляция, также и транзитная, и а (минерального и лишь отчасти органического), паводков и аморфных  $R_2O_3$ .

Таким образом, причинный неустойчивого состояния рассматриваемой катены, как и в предыдущих случаях, является ее гидроморфный торфяной сектор. Рост торфяной залежи вызывает появление и подъем почвенно-грунтовых вод в прилегаю-

той части суходога и трансформирует элювиальное развитие катены в суперэлювиальное. Стойкое развитие суперэлювиальной части катены приводит к увеличению ее линейной протяженности к  $K$  соответствующему сокращению элювиальной части. При почвенно-грунтовой заболачивании на тяжелых породах появляются и (или) усиливается следующие ЭПП: засоление, локализационное подкисление верхних минеральных горизонтов, пылеоблагателение  $CaO$ , элювиально-глеевый вынос  $Fe_2O_3$  и, возможно, аморфного  $Al_2O_3$ , и выразившиеся их redistribution в профиле, иллюстрированное подвижного гумуса.

При сравнении с ЭПП, характерными для поверхностного заболачивания катены, выясняется, что они в обоих случаях почти идентичны. Это связано с тем, что в обоих случаях был достигнут перенасыщения, при его воздействии на данный профиль выдвигается кислая глеевая обстановка по всей донной части, с достаточными и скачкообразными условиями миграции. Поды, воздействующие на почву сверху или снизу, очень близки по химическому составу, так как это одни и те же кислые богатые воды.

В элювиальное и латеральное перемещение веществ в тяжелой по механическому составу глеевой толще замедленно. Поэтому в верхней и нижней части профиля порожистых дождевых грунтовых вод не имеют существенных количественных изменений в условиях дренажной системы, но в какой-то мере усиливает их, поскольку опускаться ниже толщи не удается. Однако в то же время сезонные колебания уровня почвенно-грунтовых вод способствует вымыванию и redistribution некоторых подвижных компонентов, таких, как аморфные  $SiO_2$ .

При поверхностном заболачивании этого не наблюдалось прежде всего потому, что все элювиально-глеевые вещества были сосредоточены в поверхностных минеральных горизонтах. Этому способствовало и наличие длительно-сезонной жары, сокращающейся на первых этапах поверхностного заболачивания, и возникновение на границе действующего и мигрирующего болота барьера, препятствующего миграции веществ, так как поверхностное заболачивание с самого начала характеризовалось развитием профукающей.

При почвенно-грунтовой заболачивании на тяжелых породах длительно-сезонная жары довольно быстро исчезает, ее отпавшими способствуют почвенно-грунтовой воды, инфильтрации от разрыхляющих болот. Поэтому в глеевой толще, не имеющей естественных геохимических и иных барьеров, осуществляется свободная миграция аморфных  $SiO_2$ , которая приводит к выравниванию их количества в пылеоблагателении, наряду с элювиально-глеевым выносом.

Основное различие почвенно-грунтовой и поверхностной заболачиваний заключается в том, что в первом действует одна основная ЭПП — засоление, а торфяникообразование поддается

лись на заключительном этапе, при заселении поверхностями болотными видами, когда заболачивание достигает протекать по естественному типу. При поверхностном заболачивании на первых этапах действуют синхронно два основных ЭПП — оседания и торфообразование, при этом второй ЭПП возникает в результате первого, но довольно скоро становится ведущим и самостоятельным.

Различные этих двух типов заболачивания на тяжелых породах и их механизмы при сходстве некоторых основных процессов и акцентируют конечном результате — формировании глеезема болотного — показывает, насколько важно знать, какой тип и механизм заболачивания имеет место. Это прежде всего позволяет выработать подход к интерпретации этих систем и ландшафтов, которые при исследовании фиксируются как статичные, и представить себе их динамику в зависимости от того или иного действия переувлажнения и его прекращения или прерывания.

Тем самым знание типов и механизмов заболачивания представляется одним из важнейших методов изучения заболачивающихся территорий.

Прикладное значение подобной информации очевидно. При почвенно-грунтово-болотном заболачивании, даже на его продвинутой стадии, для замедления или прекращения процесса необходимо понижение уровня болотных вод или сброс свободной болотной воды с близлежащего болота. Этого достаточно, чтобы вернуть почву и ландшафт в целом в русло автономного развития. Значительно более сложным представляется прекращение поверхностного заболачивания. Для этого также необходимо сброс свободной болотной воды, но после этого в почвах, подвергавшихся заболачиванию, остается торфяной слой, а минеральный профиль глеезема, как известно, в значительной степени слабее и слабоизопроиздаем, и поэтому возможность спонтанного развития торфообразования сохраняется. В таком случае для устранения этой возможности необходимы дополнительные мероприятия, направленные на удаление дренажи органического и верхних минеральных горизонтов.

При развитии почвенно-грунтово-болотного, а затем смешанного заболачивания на тяжелых породах и связанных с ним ЭПП возникает эволюционный ряд почв: глеезем тяжелый дифференцированный → глеезем тяжелый дифференцированный слабо-грунтово-глинистый → глеезем тяжелый дифференцированный грунтово-глинистый → глеезем болотный торфянистый (и затем торфяной) на профиле тяжелого дифференцированного глеезема.

Можно полагать, что до заболачивания рассматриваемых катедра была вся эволюционной и представляла собой ряд глееземов тяжелых дифференцированных, различающихся по морфологическим свойствам в связи с разным положением в рельефе. Ее суверенная часть в прошлом размещалась на

окраине торфяника 1, т. е. за пределами инъектного про-  
филя.

Радиоуглеродная датировка возраста этого торфяника и реконструкция истории заболачивания проток Нань-Ян позволяют предположить, когда именно могли начаться заболачивающие катаны. По-видимому, в начале суббледнического периода восточный край катаны, погруженный сейчас под торфяником 1, стал прорывать подьем ивненно-грунтовых вод под влиянием болота Римского, а позже, около 1300 лет назад, произошло его затопление и заторфовывание. Торфяник 2, как уже указывалось, имеет возраст около 1000 лет (судя по мощности торфяной залежки); это означает, что влияние на него ивненно-грунтовых вод становится также в начале суббледнического периода, но значительно раньше (около 2000 лет назад).

Если время, когда началось заболачивание катаны, определено правильно (около 2000 лет назад), то за истекший период заболачивание охватило линейный отрезок в 200 м. Таким образом, средняя скорость процесса составила 10 м в столетие. Эта скорость вдвое больше той, которая была установлена для повсеместно заболачивающейся катаны проток Нань-Ян. Подобное различие представляется реальным в связи с различием локальных факторов заболачивания обеих катан.

Большая скорость заболачивания в катане ивненно-грунтового (и смежного) увлажнения обусловлена близостью большого обводненного болотного массива и наличием в ее пределах обильного заболачивающего танижения рельефа. В катане ивненно-грунтового увлажнения подобные благоприятствующие развитию процесса условия отсутствуют.

Если все основания считать, что скорости заболачивания в ближайшие столетия должны значительно увеличиться, это будет связано с формированием выпуклого рельефа на торфянике 2. Сейчас максимальная мощность его торфяной залежки составляет 70—75 см. При ее увеличении хотя бы на 0,5 м ивненно-грунтовый проток островки будет почти полностью под торфом, торфяник 2 примет выпуклую форму и начнет обводнять прилегающий склон суходола, уже ивненно-грунтового ивненно-грунтового увлажнения. Следует подчеркнуть, что в настоящее время заболачиванием уже охвачена и та часть склона, которая имеет наибольший уклон и является наиболее благоприятной для развития процесса (см. рис. 22). Оставшаяся незаболаченной ивненно-грунтовой частью катаны почти не имеет уклона, что облегчает распространение заболачивания. Таким образом, в пределах рассматриваемой катаны нет факторов, которые могли бы затормозить заболачивание, напротив, обстановка для развития этого процесса крайне благоприятна.

Если принять, что средняя скорость торфяникообразования торфянике 2 равна 0,65 мм/год (напомним, что такая скорость была рассчитана по радиоуглеродной датировке торфяника 1), то нарастание 0,5-метровой торфяной залежки произойдет за 760—

800 лет. Можно произвести расчет яторфования этого участка и по скорости горизонтального распространения заболачивания (10 м в столетие). Расстояние между центральной частью устья, пересекаемого широким профилем, и границей су-дерхавшей части илона составляет примерно 90 м. Таким образом, при существующей средней скорости торфования потребление участка под торфом произойдет за 900 лет. Однако, учитывая возможность увеличения его скорости в ближайшие столетия, можно полагать, что полное заболачивание катены осуществится скорее.

Следует напомнить, что основной массив суходола, пересекаемый широким профилем, с двух сторон подвергается заболачиванию, о чем свидетельствуют полученные при изучении катены данные. Это двойное воздействие, как показывают наши (конечно, весьма приблизительные) расчеты, приведет в ближайшем тысячелетии, а может быть и на несколько сотен лет раньше, почти к полному потреблению под торфом преобладающей части территории, пересекаемой широким профилем. Незаторфованной останется лишь его наиболее западная часть протяженностью 30—40 м.

### Эволюция почвенного покрова в голоцене

Изучение почвенного покрова зрелого Пянь-Их, свойства современных почв и характера почв, потребленных под торфяными залежами, история развития болот, а также имеющиеся топографические представления позволяют построить гипотетическую схему эволюции почвенного покрова этой территории на протяжении голоцена. Следует отметить, что подобная реконструкция сталкивается с рядом серьезных затруднений. Основные из них следующие:

— свойства современных (данных) почв не имеют черт, которые можно было бы расценить как реликтовые, сохраняющиеся от фаз почвообразования в предшествующие периоды голоцена, все их можно объяснить современными экологическими условиями, не прибегая к палеогеографической интерпретации;

— почвенный покров отражает только эволюцию заболачивания (торфогидроморфизм), каких-либо палеоклиматических признаков в нем не отмечается;

— все потребление под торфом таежные хвойные почвы имеют очень слабую дифференциацию по окраске и текстуре, не дифференцированы; их достоверное распознавание удастся лишь при небольшой глубине торфяной залежки; поэтому реконструкция профиля этих почв охватывает только ближайшие к современности периоды голоцена, требуется же с полнотой восстановлением реконструкция для более отдаленных по времени горизонтов не представляется возможным;

— самая «древняя» распознаваемая под торфом минеральная почва относится к суббореальному периоду, остальные имеют субатлантический возраст, т. е. практически являются современными.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что среди всех изученных деревяных и торфяных под торфом почв не было встречено почвенного профиля с выраженной текстурой дифференциации, т. е. профиля подзолистой или подзолисто-глеевой суглинистой почвы. Даже под торфяными залежами атлантического возраста таковые почвы (предположительно дряхлеющие по остаткам лесной подстилки) имеют слабо дифференцированный (по глеевому телу) или недифференцированный минеральный профиль, принципиально не отличающийся от профилей дриновых почв.

Между тем имеющиеся картографические обобщения позволяют предполагать, что в предкаежной области Западной Сибири в голоцене было по крайней мере два этапа значительной оптимизации климата: - в бореальном периоде и во второй половине атлантического (Холмский, 1977). Степень оптимизации и повышения влажности климата остается неопределенной, но, по предположению М. И. Пейштадта (1976), на рассматриваемой территории в это время могли быть даже распространены основно-бореальные подкаежные леса.

Пытаясь уловить геохронологические и геоэкологические, а также почвенно-географические различия, можно выделить два альтернативных предположения.

1. На изученной территории в периоды оптимумов существовали оптимальные подкаежные условия, а формировались соответствующие этим условиям почвы с текстурно-дифференцированным профилем (дерново-подзолистые, серые лесные и т. д.). Эти почвы были полностью уничтожены какими-то экзогенными процессами: денудацией, термокастом. К началу суббореального периода должен был произойти хотя бы один подобный этап активизации экзогенных процессов, который способствовал уничтожению дифференцированной почвенной толщи, сформировавшейся во вторую половину атлантического времени, или два цикла. Один из них уничтожил дифференциальную почвенную толщу после бореального, а другой — после атлантического периода. Это предположение не представляется реальным. Рельеф изученной территории всегда был равнинным, и под лесной растительностью денудация не могла принимать катастрофические размеры. В литологии отложений скандинавского ледникового обнаруживаются признаки активного переотложения материала. Кроме того, в суббореальном периоде равнинная территория уже подвергалась заторфовыванию и активность денудации должна была значительно понизиться, а не увеличиться.

Предположение о возможной существенной переработке ледниковой толща пород термокастом также отпадает. Рельеф

иф рассматриваемой территории в основном слабоэрозивный. Термикаристовые формы встречаются, но не являются преобладающей или выделяющейся чертой рельефа.

2. Блокклиматические условия территории были из всех продолжении периода близки к современным, т. е. среднетазовым условиям, или суровее их. Условия и климатические факторы (борьба и история колонии атлантического периода) также не являются на разрез среднетазовых, происходило лишь некоторое смягчение их, которое при тяжелых почвообразующих породах, слабоэрозивном рельефе и незначительном дренаже не смогло привести к формированию дифференцированных по подстилке типу почвенных профилей.

Даже и эти периоды почвообразовательный процесс привел к созданию только промежуточной дифференциации глееземного типа. Впервые такие почвы были сформированы в борзальное время, но нельзя с полным основанием утверждать, что они и представляют собой современные (дневные) почвы. Естественная депонция могла убавить верхние маломощные эрозивные и подстилающий горизонты профилей, отчего которых развивается практически недифференцированная толща, которая могла послужить материнской породой в следующие этапы почвообразования, но того же глееземного типа. Теоретически не исключена и возможность сохранения архаичей дифференцированных тяжелых глееземов борзального времени на некоторых подпорах, если они каковы-либо археологически, а потому подобно предположению мы привести не можем.

Более реальным представляется формирование тяжелых дифференцированных глееземов, составляющих сейчас основную компоненту почвенного покрова суходольных и заболоченных лесов, еще во вторую половину атлантического периода. Субборзальный и субатлантический периоды отличались протрескивающим похолоданием, возникновением длительной мерзлоты, в таких климатических условиях могло произойти только усиление почв атлантического периода, без каких-либо существенных их изменений. Интенсивность депонции в доатлантическое время, как уже говорилось, резко снизилась в связи с развитием заболочивания, что также могло способствовать сохранности почв атлантического периода.

Таким образом, история почвообразования на изученной территории в целом характеризуется, вероятно, преобладанием автономного кислого глеевого (глееземного) почвообразования в двух ее основных конфигурациях, формируемых глеево-поддифференцированными и глеево-дифференцированными почвенными профилями. В отношении доклиматических условий периода — борзальный и вторую половину атлантического — развивались преимущественно глееземы дифференцированные и содержащие с ними долутидроморфные и органические почвы тонкозернистых геоморфологических уровней и депрессий. В более суровые доклиматические периоды происходило усиление этих



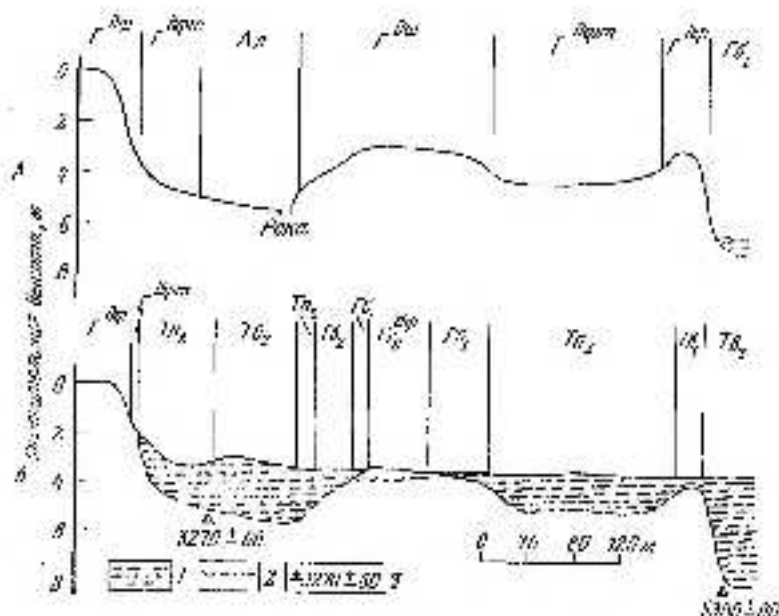


Рис. 28. Поверхностный контур ландшафтного профиля Нань-Ян

A — ильич суббореального периода, около 4 тыс. лет назад (пикетажная точка); B — торфяные почвы (пикетаж); C — торфяные почвы (пикетаж); D — торфяные почвы (пикетаж); E — торфяные почвы (пикетаж); F — торфяные почвы (пикетаж); G — торфяные почвы (пикетаж); H — торфяные почвы (пикетаж); I — торфяные почвы (пикетаж); J — торфяные почвы (пикетаж); K — торфяные почвы (пикетаж); L — торфяные почвы (пикетаж); M — торфяные почвы (пикетаж); N — торфяные почвы (пикетаж); O — торфяные почвы (пикетаж); P — торфяные почвы (пикетаж); Q — торфяные почвы (пикетаж); R — торфяные почвы (пикетаж); S — торфяные почвы (пикетаж); T — торфяные почвы (пикетаж); U — торфяные почвы (пикетаж); V — торфяные почвы (пикетаж); W — торфяные почвы (пикетаж); X — торфяные почвы (пикетаж); Y — торфяные почвы (пикетаж); Z — торфяные почвы (пикетаж).

почи. Такая точка зрения позволяет считать, что основной период развития почвенного покрова этой территории в голоцене являлся породадроморфной эволюцией — заболачиванием.

Б. соответствия с изложенной гипотезой и представлением о заболачивании можно считать, что характер почвообразования и основные черты почвенного покрова эрета Нань-Ян на трех временных этапах голоцена были существенно различны.

Первым этапом было доборальное время с очень суровым климатом (лесотундра — северная тайга); по-видимому, существовала многолетняя мерзлота. На возвышенностях рельефа формировались подифференцированные глееземы, в депрессиях — маломощные органо-глеевые почвы. Торфоаккумуляция вряд ли началась в это время, так как наиболее глубокая депрессия (болото Ручейское) представляло собой речную долину.

Второй этап был значительно более длительным; он охватывал доборальное время, периоды кратковременного похолодания ранне- и среднеплейстоценового времени и потепления в позднеландшафтного времени.

ческие врем. На этом этапе сформировались дифференциальные глассемы (рис. 26). Активное перераспределение влаги способствовало формированию на средних и нижних частях склонов аблутидроморфных глассем, более отчистыми дифференцированными, чем на вершинах уступов, с более сильной развитой и менее разложившимся органическими горизонтами. На этом этапе началось заторфывание речной сети и наиболее глубоких депрессий рельефа, локально возникли маломощные низинные и переходные торфяники.

Третий этап характеризуется суббореальным и субатлантическим периодами, отличающиеся значительным похолоданием и полным распространением длинной сезонной и многолетней многолетней мерзлоты. В минеральных почвах низинный рельеф приобрел новую форму не только по абсолютной проф. была в основном унаследована, возможно, усилилась обилие степени сглаживания почв. Доли почв низинных элементов рельефа и депрессий этот этап минася временем активной пирридриформной эволюции, связанной с тем, что торфяники достигли определенной мощности и началось их горизонтальное разрастание в направлении прилегающие склоны (рис. 27, А). Третий этап характеризуется историей почвенного покрова, преобладали. Если до этого времени Темпы пирридриформной эволюции все более ускорялись, в в суббореальное время она претерпела в наибольшей степени.

Выше уже было отмечено, что в ближайшем тысячелетии общая площадь «суши» в этом ареале сильно увеличивается (см. рис. 27, В). Это позволит полагать, что самым благоприятным массивом, полностью сейчас еще существующие педоторфянистые участки и окрестности водного массива суходолья. В северной половине ареала, где заболачивание происходит медленнее, так как торфяники болота так незначительно по площади и слабо обводнены, а рельеф суходолья имеет более выраженные уклоны, в ближайшем тысячелетии только заболачиванием не производится. Здесь можно ожидать лишь значительное увеличение массивов болот и сфер их влияния, а также сильно торфяникообразия в микроклиматических и связи с увеличением общей преципитации территории.

## ЗАБОЛАЧИВАНИЕ В СВЕТЕ ОБЩЕЙ ТЕОРИИ ЭВОЛЮЦИИ ПОЧВ

В заключение попытаемся провести теоретический анализ основных закономерностей саморазвития в эволюции почв и катен, составляющих сущность заболачивания как почвенно-эволюционного процесса.

### СТУПЕНЧАТОЕ САМОРАЗВИТИЕ ПОЧВ

Эмпирически было установлено, что заболачивание почвенного покрова возникает вследствие саморазвития почв дернового рельефа — глееземов болотных, превращающихся со временем в торфяники. Теоретически считается возможным предположить порогомorfное саморазвитие и минеральных лесных почв с трансформацией их в торфяники.

Эти предположения свидетельствуют о том, что при заболачивании имеет место особый тип саморазвития, образующий последовательную схему во времени разных почв, которые традиционно считаются в почвоведении вполне «зрелыми». Этот тип предлагается именовать «ступенчатым саморазвитием». При этом саморазвитии каждый почвенный тип порождается в ходе предшествующей почвы и какой-то достаточно продолжительный период времени существует, но затем сменяется другим типом почвы и т. д. Сменяющиеся типы почв тем самым образуют как бы «ступени» общей линии этого саморазвития.

В противоположность ступенчатому типу развития (как простое) саморазвитие представляется как формирование зрелой квазистационарной почвы из неизмененной материнской породе, происходящее через последовательную смену во времени серий незрелых почвенных приростов. В свою очередь, зрелая почва является относительно устойчивой во времени образованием при условии стабильности факторов природной среды.

В этой главе начале анализируются причины и механизмы ступенчатого саморазвития трех конкретных почв — глеезема болотного, подзола глеевого и глеезема лесного. Затем дается анализ о ступенчатом саморазвитии в его общем закономерности.

Саморазвитие глеезема болотного характеризуется прогрессирующим превращением полуразложившейся органической массы, увеличиваем с течением времени мощностью органического слоя. Полный период его развития представляется как последовательная смена следующих стадий: глеезем болотный (гифеогный, торфегный) → торфяник растущий → торфяник минерализующийся.

Возникновение глеезема болотного происходит вследствие избыточной увлажненности местобитания, обусловливаемой приходом из поверхностных горизонтов грунтовых вод и (или) притоком аллювированных вод. Гидрофильная растительность таких местобитаний дает большую массу отпада, не успевающего минерализоваться и полностью гумифицироваться в годовом цикле. Оставшаяся неразложившейся часть отпада образует торфянистый (переходный) горизонт. Мощность его постепенно возрастает, а степень разложения продолжающегося поступать отпада в связи с этим все более снижается. Это приводит к увеличению содержания в торфяном слое нечистой влаги, иной по составу, чем грунтовая или аллювированная вода, — она обогащена органическими кислотами и менее минерализована. Наличием такой влаги начинает все больше зависеть от почвенной влаги, что приводит к постепенной смене растительности, все менее требовательной к условиям минерального питания. С возрастом элемент гидрофильности палеоценового покрова и обогащением основаниями среды разложения растительного отпада темпы его разложения еще более снижаются, одновременно увеличивается скорость прироста торфяного слоя.

В годовой цепи взаимосвязанных явлений трудно выделить причину от следствия, как справедливо заметил К. К. Никифоров (Nikiforoff, 1940). Однако можно полагать, что в развитии торфянокошения важнейшую роль играет высокая влагоемкость органического торфяного почвенного горизонта, обуславливающая уменьшение зависимости палеоценового покрова от химического состава грунтовых вод и минерального субстрата. По существу, она обеспечивает автономное развитие процесса торфякошения, протекающего на верховой и отчасти на переходной стадиях на фоне развития болотных вод, незначительных, ни от минерального субстрата, ни от грунтовых вод. Последние определяют лишь характер торфякошения (эвтрофный, мезотрофный) на ранних стадиях и их длительность, так как богатство среды элементами питания обеспечивает определенный темп разложения растительных остатков.

Таким образом, в саморазвитии глеезема болотного в переходении к следующей стадии — растущему торфянику — важнейшую роль играет возрастающая с течением времени влагоемкость органического горизонта, причем факторы почвообразования также изменяются. Прежде всего происходит увеличе-

ние растительности, а постепенно и химического состава болотных вод и микрорельефа. Уровень поверхности с ростом торфяной залежки медленно повышается, что приводит к формированию все более разложившегося и более влажного торфа. В этой связи уместно напомнить высказывание А. А. Руда (1947) о том, что почвообразовательный процесс не является самостоятельным и что саморазвитие почвы представляет собой лишь часть саморазвития болотной почвы.

Саморазвитие глеезема болотного и растущий торфяник осуществляется благодаря прогрессирующему развитию одного ЭНП — торфонакопления, который является главным механизмом саморазвития этой почвы. Поскольку глеезем болотный — органо-минеральное тело и в его профиле представлены минеральные глеевые горизонты, последние в процессе прогрессирующего торфонакопления так или иначе трансформируются. Характер их трансформации определяется главным образом режимом и составом грунтовых вод, а также составом атмосферных вод, поступающих с окружающими возвышенностей.

В минеральной толще может возникнуть эволюционно-глеевая дифференциация или, напротив, опроверженная аккумуляция гидроокислов железа, марганца и титана и ряд других явлений. Но любые трансформации минеральной толщи не играют существенной роли в прогрессирующем торфонакоплении. Это, согласно принятой терминологии, лишь «эволюционные» заблуждения, сопутствующие торфонакоплению — главному механизму саморазвития глеезема болотного.

Поскольку торфонакопление развивается постепенно и непрерывно, то и переход глеезема болотного в растущий торфяник происходит постепенно и лишь использование формального критерия позволяет разграничить эти две стадии саморазвития. В качестве такого критерия представляется целесообразным принять мощность торфяной залежки в 70 см, которая является максимальной для деятельного горизонта болота (Нилсон, 1973). При такой мощности залежки минеральная толща глеезема болотного становится инертным горизонтом, отключенным от сферы активного влаго- и теплообмена. Органо-минеральная почка превращается в органоинертную.

Этот переход осуществляется не только при непрерывном измении (саморазвитии) уже названных выше компонентов биогеннозона; меняется даже почвообразующая порода, на минеральной она превращается в органоинертную, в качестве которой выступают нижние слои торфяной залежки, аккумулятивные на стадии глеезема болотного.

Растущий торфяник характеризуется аккумуляцией все более разложившегося и все более зольного торфа. Переход растущего торфяника в следующую стадию — торфяник минерализующийся — происходит благодаря саморазвитию макро- и микро-рельефа. В процессе роста торфяника его поверхность все более приподнимается над окружающими пространствами; с одной стороны,

это приводит к возрастающей дренжированности кустообитания, а с другой — возмущенная поверхность болотного микроландшафта становится объектом воздействия агентов стоковой, ветровой и водной денудации. Таким образом, процесс торфонакопления «оживляет» себя, прекращается, непосредственной триггерной этого является микрорельеф, сформировавшийся в результате торфонакопления. Окончание процесса торфонакопления маркируется сменой торфообразующих масс (обычно сфагнум-сфагнум), лигнитизацией, зелеными жилами, корсиковыми кустарничками и др.

Торфонакопление сменяется противоположными процессами разложения и минерализации торфяной массы в поверхностных горизонтах. На поверхности создается новый, качественно иной горизонт талассакки. Дальнейшее развитие минерализующего торфяника в деградирующем биотоме ландшафта может идти по двум направлениям. Если его существование происходит на большой площади и оно устойчиво, то начнется постепенная минерализация и усадка торфа. Теоретически это может привести со временем вплоть к выходу на поверхность минеральной породы и ко всему периоду саморазрушения в ее толще. Подобные случаи наблюдались при искусственном осушении и сельскохозяйственном использовании торфяников, но идут ли они параллельно при естественном ходе событий в природе, не ясно. Возможно, они имеют место на некоторых болотах Ирландии, Великобритании, Швеции и Норвегии. Там встречаются участки самосущихих вытуклых и плоскокдных торфяников, состоящих из образующей торфа растительностью или совсем лишенные растительного покрова (Китц, 1971).

В подобных ландшафтах наблюдаются признаки приваждения сильных денудационных процессов — образование рывков, борозки, разрушающие торфяную залежь иногда до дна. К сожалению, неизвестно, когда начнется процесс уничтожения торфяной залежи, какой будет его скорость и какова дальнейшая возможная эволюция биогеннозона и ее почвы (торфяного субстрата) на подобных участках самосущихих биотомов.

Другие, часто отмечаемые в природе направленно-развития минерализующегося торфяника — это вовлечение осушенности микроландшафта и связи с деградацией микроландшафта болота и новые циклы торфонакопления (так называемые регрессивные-топьяные комлексы). Оно происходит, например, в том случае, когда минерализующийся и оседающий торфяник на гряде и грядово-мочажинном болоте достигает обводняется болотными водами растущего торфяника соседней мочажины. Подобные явления были описаны А. А. Роде (1947) для болотных биогеннозон.

Этот случай, несомненно, уже не саморазрушение, а метаморфоз, так как трансформация минерализующегося торфяника на гряде происходит не под действием непосредственно биогеннозона гряды, а под воздействием вышней приоткрытой. Но в обоих случаях саморазрушение происходит в зрелом растущего торфяника

приходит к такому заключению относительно биогенности, что один из них является метаморфозом последнего (без влияния внешних факторов) и тем самым вытекает из него и соответствующую ему минерализующийся торфяник (или болотную торфяную пачку) в новый период саморазвития.

Саморазвитие пачек болотного торфа представляет интерес еще и в том смысле, что определение его возраста —  $C^14$  дает возможность получить приближенно, но достаточно реально представление о длительности отдельных стадий саморазвития и о временном интервале, необходимом для достижения его полного периода. По существу, полный период саморазвития состоит из двух стадий, а третья — минерализующийся торфяник — представляет собой конец развития торфяноаккумуляции и одновременно начала метаморфоза, совершающегося под влиянием внешних агентов — денудации или обводнения.

Обобщая данные по скорости нарастания торфа в болотах нападоевбирский сайгп можно заключить, что в палеоцене она составляла в среднем около 0,3 мм в год, а в раннем голоцене — 0,2–0,5 мм (в среднем 0,35 мм) в год. Концы стадий развития пачек болотного целлюлообразно считать, как было сказано выше, образование торфяной залежи мощностью 70 см.

Таким образом, если пачек болотный начал формироваться в борельяно время, то его переход в следующую стадию — растущий торфяник — мог осуществиться приблизительно за 2 тыс. лет, т. е. вторая стадия наступила уже в атлантический период. Если же пачек болотный начал развиваться в статический период, то первая стадия пройдена быстрее — примерно за 1400 лет. Учитывая разброс данных по средней скорости торфообразования в раннем голоцене, можно предположить, что для завершения первой стадии — формирования пачек болотного — в среднем необходимы от 1,4 до 3,5 тыс. лет.

Стадия растущего торфяника обычно более длительная, ее продолжительность в значительной мере определяется геоморфологической позицией болота (возможностью привалки денудации при понижении уровня поверхности) и его обводняемостью, а не только климатическими условиями в определенные периоды голоцена. Поэтому минерализация торфяника или его регрессивно-обводное развитие может наступить при весьма различной скорости торфяной залежи.

Если условно принять, что благоприятствующая подобному метаморфозу обстановка может сложиться при мощности залежи около 4 м (когда обычно уже хорошо развит грядково-впадинный рельеф), то в соответствии со средней скоростью торфообразования в раннем голоцене и в палеоцене в целом длительность отдельных стадий саморазвития двух торфяников, названных формироваться один в начале борельяно, а другой в начале атлантического периода, была следующей. У первого торфяника первая стадия саморазвития длилась 2 тыс. лет, вторая — 6,1 тыс. лет, а у второго торфяника, развивавшегося скорее (0,5 мм в

год), — соответственно 1,4 и 6,6 тыс. лет. Таким образом, торфяники, начавшие формироваться в первой половине голоцена, уже прошли полный период саморазвития, испытали метаморфизм и вступили в новый период саморазвития в середине субатлантического времени.

Сопоставление этих весьма посредственных данных с конкретными материалами по отдельным торфяникам свидетельствует об очень большом разбросе временных интервалов, необходимых для прохождения отдельных стадий и полного торфяного саморазвития. В качестве примера можно привести данные, полученные при изучении дельты (совместно с Б. А. Ивашевым) участка дегризирующего грядово-мочажинного болота с минерализующимся торфяником на левобережье Иргыша (южная тайга, низовья Алыки) и данные по торфянику 2 Сытоинского пруда.

На торфянике на левобережье Иргыша мощность почти полностью верховой (фускум) торфяной залежки составляет около 5 м, спредельный по  $C^{14}$  возраст придонного слоя —  $4880 \pm \pm 40$  лет (ИГАН-211), т. е. позднеатлантический. Средний ежегодный прирост торфяной залежки составлял около 1 мм/год, стадия спелеэма болотного быта пройдена за 700 лет, растущего торфяника — примерно за 3300 лет. Несколько сотен лет назад этот торфяник возвышался над уровнем минерализации, так как сейчас он уже имеет горизонт минерализованного торфа мощностью 8 см.

На торфянике 2 Сытоинского пруда мощность торфяной залежки достигает 2 м, возраст придонного слоя — 7900—60 лет (ИГАН-135), т. е. раннеатлантический, средний ежегодный прирост торфа составлял 0,25 мм/год. В настоящее время это болото только начинает вступать в грядово-мочажинную фазу развития. Между тем репрессивно-топкая эволюция органического ища (метаморфоз) началась на нем около 2,4 тыс. лет назад — в начале субатлантического периода. Столь раннее ее проявление связано с плохими условиями стока и сильной обводненностью. Верховое торфянокомплексное в современный период сменяется на переходное; в дальнейшем, по мере нарастания обводненности болота, торфянокомплексное будет прерывисто возникновением плутриболотного озера.

Таким образом, саморазвитие дельты этого болота характеризуется следующей длительностью отдельных стадий и полного периода: первая стадия — 2,5 тыс. лет, вторая — 2,6 тыс. лет. Затем началось обводнение, уменьшение и, по-видимому, замедление торфянокомплексного, которое в результате этого метаморфоза будет прервано, как можно считать, через несколько сотен лет, а возможно, и быстрее.

Различия в длительности периода саморазвития определяется разным образом локальных условий заболачивания, и поэтому обобщенные данные позволяют получить лишь самые приближенные представления о том, в какой стадии развития

находится торфяники Западной Сибири в настоящее время и каков будет их дальнейшее развитие.

Современное состояние торфяников в западносибирской тайге, обилие грядово-озерных и грядово-озерных комплексов указывают, что первоначальный полный период их саморазвития завершен и они находятся в состоянии метаморфоза, протекшего по регрессивно-тонкому типу (Абрамова, 1974). В пределах высушенных слабо обводненных болот выражена стадия «растущий торфяник». Стадия «глизевом болотный» почва и депрессионный рельеф была тесно пройдена и наблюдается сейчас только при заболачивании лесных почв.

По-видимому, в гидролого-геоморфологических условиях Западной Сибири трудно ожидать достаточно устойчивого до времени состояния, связанного с переходом растущих торфяников в минерализованные. Это подтверждается строгим следствием изложенных фактов, их локализацией внутри маловодных слабо обводненных болот. Более общим направлением развития является регрессивно-тонкая эволюция (метаморфоз), устраняющая эффект временного перерыва в торфоаккумуляции (формирование минерализованного торфяника) и приводящая к новому состоянию (обводнению и снижению уровня гряд), к изменению характера торфоаккумуляции (незначительному обводнению) и опять-таки к новому его циклу, к окончательному прекращению торфоаккумуляции и уличению торфяника (обводнению внутриболотного озека).

В целом рассматриваемый период саморазвития, заканчивающийся регрессивно-тонким метаморфозом, приводит к все более усложняющейся системе уличения торфяника и заболоченных водоемов. Последнее способствует активному горизонтальному росту болот и возникновению заболочивания на водных и низких площадях суходольных территорий.

На рис. 28, А представлена схема саморазвития болотного, начинающего формироваться в начале бореального периода. Она отражает только ведущий процесс — торфоаккумуляцию, а также связанные и взаимосвязанные с ним саморазвитие некоторых факторов-почвообразователей, или комплексом биотопоты, особенно важных для торфоаккумуляции.

Следует подчеркнуть, что на протяжении большого периода роль и степень участия в процессе торфоаккумуляции факторов-почвообразователей — растительности, грунтовых вод, почвообразующей породы и микрорельефа — значительно изменяется. В течение большой части периода он сопровождается постоянным достаточно быстрым изменением растительности, которое заканчивается при формировании сложного болотного и заведомо при переходе растущего торфяника в верховую фазу. Когда в започинном похворе начинает преобладать сфагнум-фускум, растительный покров, по-видимому, почти стабилизируется, когда же рост торфяника прекращается и начинается его минерализация, фаза стабильности сменяется фазой активной динами-

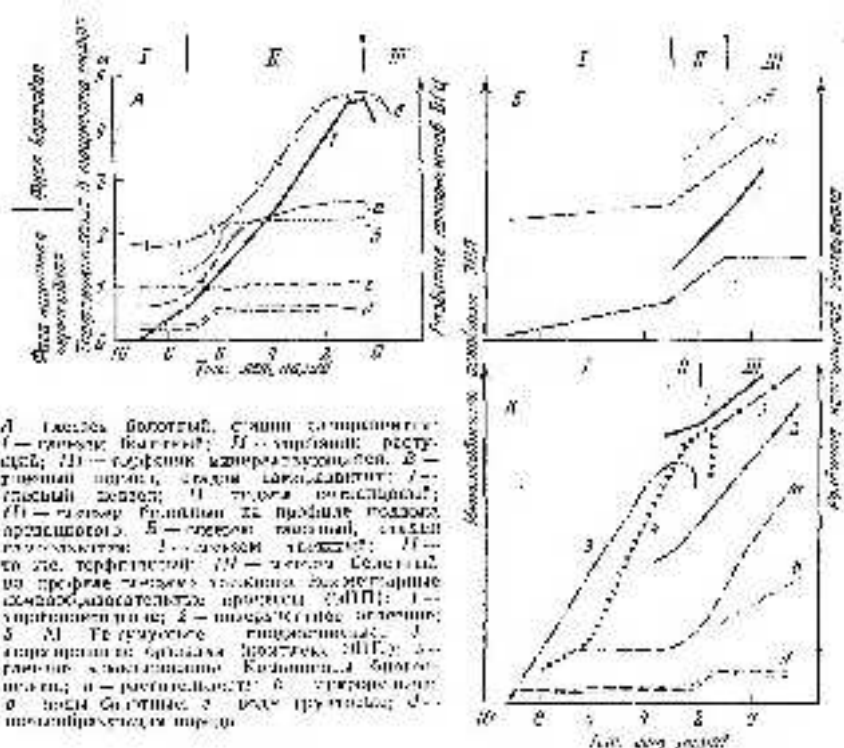


Рис. 28. Развитие гуминовых кислот и сопряженное саморазвитие растительных компонентов биогенного

лн. Таким образом, этот фактор почвообразования активно включивается синхронно с процессом торфянокисления до фуксум-фазы. В дальнейшем развитие торфянокисления практически уже не сопровождается изменением растительности, и поэтому его прекращение с этим фактором не связано.

Всплывая к началу рассматриваемого саморазвития фактически из-от грунтовые (плотностные) воды, по мере роста фактора с развитием торфянокисления «вытесно» ослабевает. Уже в конце стадии глеевого болотного водного режима начинает играть другой, вновь появившийся фактор — болотные воды, и грунтовые воды перестают участвовать в развитии биогенного. Уровневый режим болотных вод и их состав синхронно трансформируется с развитием торфянокисления до верховой стадии; затем они, так же как и растительность, стабилизируются.

Почвообразующий процесс существенно изменяется только один раз, в начале стадии «растущий торфянокисления»: по минераль-

ной ила превращается в органогенную. Однако, строго говоря, иерарда, на которой развивается растущий торфяник, в действительности также существует. Она становится все новее и новее по химическим и физическим свойствам слоя торфяной залежи; но эти изменения уже менее важны, так как торфода в общем продолжает оставаться органогенной.

Микрорельеф в начале периода изменяется значительно медленнее других компонентов биогенотоза. При развитии торфяного плавления он участвует подрастает, и особенно сильно на верхней фазе «растущий торфяник». Увеличивающийся рельеф микро-рельефа на торфянокопчении приводит к прекращению послед-ного. Рельеф оказывается следствием из компонентов биогенотоза, роль которого возрастает по мере на зрелых фа-зах торфянозалежи, когда остальные факторы стабилизируются или «отказываются»; он сокращает процесс до конца и прекращает его.

Саморазвитие процесса торфянокопчения и создаваемых им изменений той — органического — почвы и торфяника — происходит по определенной линии. Приведенный график (см. рис. 2%, А) показывает, что на ее разных отрезках скорость тор-фянокопчения несколько различна, однако линия ни где не при-обретает конфигурации, свойственной состоянию квазиравнове-сия. Поэтому на первом, втором, или растущий торфяник, де-сигна на достаточную длительность стадий их саморазвития, не могут рассматриваться как сбалансированные, квазиравновесные со средой. Напротив, они находятся в непрерывном саморазви-тии, на каждой стадии подготавливаются условия для перехода в следующую. Подобное сокращение продолжается до тех пор, пока торфянокопчение не придет к истинному равновесию из-за фактора среды, что один из них (в данном случае микро-рельеф) обуславливает увеличение (метастабильность) биогенотоза и тем самым прекратит этот период саморазвития.

Торфянокопчение относится к числу «линейных» «саморазвивающихся» процессов (self-terminating, Yalson (1971)), среди которых выделяются необратимые необратимые процес-сы, развивающиеся даже при неизменных факторах среды и из-менениях ее, протекающие как с потерей, так и с аккумуляцией значительного количества вещества. В областях с умеренным туманным климатом торфянокопчение является наиболее ярким примером подобных процессов, так как аккумуляция органиче-ского вещества происходит при таком климате, по-видимому, значительно быстрее многих необратимых процессов, связанных с трансформацией минерального вещества.

Было бы списать метаморфоз этой почвы в условиях подымающегося уровня почвенно-грунтовых вод и горизонтального изгибания болота (в ареале Стожухи). Но подобный же механизм развития почвенного профиля теоретически можно представить себе и в условиях достаточно стабильного уровня почвенно-грунтовых вод, например, вблизи понижения рельефа, а также действующим подтоком или взором.

В таковой зоне на территории, обремененной легкими почвой-результирующей переделкой, для формирования грунтового глеевого подзола необходима определенная глубина затекания почвенно-грунтовых вод (около 1 м от поверхности). Поскольку участки с подобным уровнем оказывают понижения рельефа, т. е. расположенные в низких частях склонов, развитие глеевых подзолов осуществляется не только процессами из места, но и латеральными процессами. Последние связаны с геохронологической позицией глеевых подзолов и действуют как при влиянии, так и без влияния растущего болота.

Саморазвитие глеевого подзола, протекающее в условиях стабильного уровня почвенно-грунтовых вод, обуславливается длительным оподзоливанием, постепенным формированием улиточного или поперечного (извилистого) профиля В. Последний представляет собой результат совокупного воздействия плаксивальной нисходящей, латеральной и гидроэолой аккумуляции. Над улиточным горизонтом возникает заплывчатое сращивание и, как следствие, торфонакопление.

При влиянии болотных вод механизм трансформации имеет уже характер метаморфоза — уровень почвенно-грунтовых вод поднимается, т. е. вблизи границы болота возможно и поверхностное затекание болотных вод, но сущность процессов, протекающих трансформирующихся профиле глеевого подзола, в общем остается такой же, как и при стабильном уровне почвенно-грунтовых вод. Разница заключается лишь в скорости протекания процесса; в условиях стабильных почвенно-грунтовых вод саморазвитие глеевого подзола осуществляется, по-видимому, значительно медленнее. При влиянии болот сильно увеличивается количество влаги, участвующей в процессах, в связи с чем они становятся интенсивнее и сопровождаются переносом значительно большего количества вещества (см. рис. 28, В).

Таким образом, ряд саморазвития глеевого подзола можно представить себе как постепенную смену во времени следующих стадий: подзол глеевый — подзол ортзыловый (подзол глеевый с плитчатым горизонтом В) — глеевым болотным. Даже саморазвитие осуществляется последовательной сменой стадий, внешне-ных внешне при характеристике процесса болотного.

Рассмотрим ряд с ортзыловым подзолом, который является самым ярким и развивается наиболее быстро. Стадия глеевого подзола, как известно, характеризуется А1—Fe-гумусовым под-

зодиванием, значительно более интенсивным, чем оподзоливание супрессивного горизонта, что определяется участием в почвообразовании почвенно-грунтовых вод, оседающих в поверхностных горизонтах режим временного водостоявления и стеснения. В результате этого процесса под подзолистыми горизонтами возникает и, по мере развития оподзоливания, формируется иллювиальный горизонт В (I, II).

Одновременно в нижней части профиля глеевого подзола, в сфере взаимодействия почвенных растворов и капиллярной каймы почвенно-грунтовых вод, возникает горизонт аккумулятивный (его принято называть гидрогенно-аккумулятивным, хотя это и не совсем точно). Здесь осаждаются не только растворенные в грунтовой воде соли железа, но и часть оседающих, притекающих сверху с почвенным раствором; первые по количеству, по-видимому, преобладают. Иллювиальный и гидрогенный горизонты разобщены по глубине и не могут формироваться одновременно (этот случай был описан при характеристике катены в арсале Ситомниро). Не можно представить себе, что иногда они формируются сразу один под другим или даже частично совмещаясь по глубине, т. е. как единый горизонт, нижняя и верхняя части которого создается разными процессами.

Важнейшим же источником вещества формирующейся аккумулятивной толщ глеевого подзола является латеральная миграция железа, алюминия и гумуса из арсала почвы (подзолов), расположенных выше по рельефу. Она возникает и усиливается в связи с дифференциацией почвенной толщ на подзолистый и иллювиальный горизонты, разнице по водопроницаемости. В районах с длительным сезоным промерзанием латеральная миграция осуществляется по верхней части наиболее длиле оттаивающего горизонта, которым и является горизонт В. Латеральному осаждению вещества способствует расчленение участков глеевых подзолов на горизонтальные незначительно-выступающие барьеры: они занимают места на вершине от хорошо эрируемых подзолов к тем или иным полям с преимущественно вертикальным режимом.

Три порочные группы процессов (ЭПП) медленно формируют аккумулятивную толщу глеевого подзола, способствуя увеличению ее мощности, концентрации в ней железа, алюминия и гумуса, уплотнению и цементации. Для того чтобы в профиле глеевого подзола сформировался цементированный горизонт, нужен длительный период времени. Для арсала Ситомниро при метаморфозе, происходящем значительно быстрее, чем самозавуле, для создания ортзанда, как было показано, потребовалось 3—4 тыс. лет. Для ортзандовых подзолов в Кнебике указывается длительность формирования ортзанда в 5—6 тыс. лет (Мога, 1976). Создание цементированного ядра в профиле является основным фактором в рассматриваемом ряду саморазвития. Он меняет видный режим надортзандовой части профиля и способствует появлению довершинного оглеения. Достаточно

милый ортаэнд изолирует верхнюю половину профиля от питания лесного-грунтового вгд. Процесс, связанный с их присутствием, продолжается в нижних горизонтах профиля, но не оказывает воздействия на исследуемую трансформацию почвы.

Появление поверхностного олесения, по-видимому, маркирует переход ко второй стадии саморазвития — ортаэндовому подзолу. По Канадской классификации, этот переход осуществляется при мощности ортанда, превышающей треть общей мощности профиля.

На стадии ортаэндового подзола ведущими являются три ЭПЗ: продолжающийся рост ортанда, поверхностное олесение и возникающее торфянонакопление. Рост ортанда происходит главным образом за счет латеральной и гидрогенной аккумуляции; широтность оподзоливания в профиле значительно ослабевает по двум взаимосвязанным причинам: во-первых, потому что ортанда поднимает подзолистый горизонт и не позволяет ему развиваться в глубь, а во-вторых, потому что в толще подзолистого горизонта практически нет резерва веществ для выноса и в профиле происходит только иллюзорное выноса, выносимых из разлагающейся подстилки.

Продолжающийся рост ортанда стимулирует развитие поверхностного олесения, а оно, в свою очередь, способствует возникновению еще очень слабых, зачаточного процесса торфянонакопления. Возникновение торфянонакопления связано с появлением растительности из-за развития поверхностно-лесных явлений, появляются стелзны сфагновых мхов и болятых эвкстропных кустарничков.

С развитием торфянонакопления усиливается поверхностное олесение, и со временем в подортандовой толще создается устойчивый лесной режим и горизонт боляткой верхушки. Это стимулирует торфянонакопление и делает его, по существу, незыским от минеральной толщи, роль которой в формировании торфянонакопления была значительной — она представляла собой парувлажнющий и крайне обедненный элементами питания субстрат (подзолистый горизонт), очень благоприятный для поселения и развития боляткой эвкстропной растительности.

Пронимает переход к третьей стадии саморазвития — лесному болотному. На этом переходе наблюдаются значительные изменения двух факторов — компонентов биогенности: растительности и породы (ее служит только подзолистый горизонт, сильно влияющий по химическому составу от первоначальной лесной породы) — и возникает новый фактор — болотная переподложка (или болятые воды).

На третьей стадии минеральный профиль ортандового подзола, находящегося под торфом, подвергается сильной трансформации: происходит сильный вынос веществ из ортанда, его «фрагментация» и активное накопление темнокрасного гумуса, постепенно закрывающего белесый подзолистый горизонт. Но все эти процессы являются элементами заболачивания.

зия»; они способствуют этой стадии саморазвития, но не играют никакой роли в формировании болотного плазмента.

Относительно возможной длительности рассматриваемой части периода саморазвития (до тлеющего болотного) в его стадий — подзола элементарного и подзола ортандового — можно высказать лишь самые осторожные предположения. С одной стороны, профиль грунтово-глеевого подзола формируется более активно действующим Al-Fe-гумусовым процессом, чем в автономном подзоле, поэтому дифференциация на горизонты должна происходить быстрее (профиль азотемного подзола формируется за период около 2 тыс. лет). С другой стороны, геоморфологическое потопление грунтово-глеевого подзола в нижней части склона (в одном из нижних секторов хатыки) свидетельствует о том, что его профиль не может быть достаточно сформированным до того момента, пока эрозионная почва верхней части склона — тлеющий подзол — не перейдет в квазипрозоветское состояние. Следовательно, для этого требуется отрезок времени больше 2 тыс. лет.

Наличие уплотненного горизонта в условиях склона при близком залегании почвенно-грунтовых вод вообще, по-видимому, не создает условий для значительного оформления профиля грунтово-глеевого подзола. В дальнейшем происходит медленный и непрерывный процесс роста и цехентации его аккумулятивный толща; согласно данным Мура (Moore, 1976), для этого требуется 5—6 тыс. лет; по нашим данным, для образования подобного горизонта в условиях метаморфоза необходимо 3—4 тыс. лет, а для условий саморазвития эту цифру, возможно, следует увеличить.

Стадия ортандового подзола, по-видимому, относительно короткопродолжительное явление на близком залегании (в пределах 0,5 м от поверхности) водоупоре развивается достаточно быстро, как и возникающее вслед за ним торфянообразование. Предположим, что эта стадия продолжается не более 1 тыс. лет. За этот промежуток времени при средней скорости торфянообразования в долине в Западном Сибирь 0,5 мм в год может аккумулироваться слой торфа мощностью 50 см. Между тем некоторые ученые считают, что максимальная мощность ортандового горизонта, сменяемого подзолом, а не болотным почвой, не превышает 30 см (Tamm, 1950; Stohla et al., 1959).

Таким образом, продолжение этих двух стадий рассматриваемого периода саморазвития может осуществляться за период около 7—8 тыс. лет, т. е. за прежний интервал, равный почти всему отрезку голоцена (с бореальной переломкой), характеризующемуся достаточно активным почвообразованием. Может быть, это и объясняет тот факт, что в спаренных ортандовых подзолах на водоразделах без болот обнаруживаются чаще всего лишь зачаточные признаки застреповальности (Tamm, 1950; Moore, 1976). Только тогда, когда подпоясное развитие происходит под влиянием болотных вод со значительной большей скоростью (как

жесткориза, а не как саморазвитие), наблюдается не только формирование болотных глееземов на профилях ортоидовых подзолов, но и следующая стадия периода — распадший торфяник на профиле ортоидового подзола (рис. 28, С). Сытожили, а также литературные данные, приведенные в первых двух разделах книги).

На рис. 28, В представлена схема рассмотренного саморазвития глевого подзола, начавшего формироваться с начала болотного периода. На ней отражены пять процессов, из которых четыре составляют механизм этого саморазвития: Al—Fe-гумусовое оподзоливание, формирование ортоида (состоящее из трех процессов — иллювиальной, ситеральной и гидротической аккумуляции), поверхностное увлажнение, торфонакопление. Пятый процесс — глеевый вынос вещества — включен, чтобы показать, что он сменяет во времени комплекс процессов, формирующих ортоид.

При сопоставлении развития во времени почвообразовательных процессов и изменений компонентов биосферного взаимодействия, что саморазвитие последних обусловлено именно указанными процессами. Растительность подвергается такому «высужденному» воздействию начиная со стадии ортоидового подзола, затем в связи с наличием в профиле волокутерного горизонта появляются болотные воды. В начале третьей стадии изменяется и порода, что также вызвано почвенными процессами.

Следует обратить внимание также на характер развития во времени последних процессов, действующих в почве. Отражающие их крины ни на одной из стадий не приобретают конфигурацию, свойственной квазиравновесию (см. рис. 28, В). Если бы это имело место, то, очевидно, переход в следующую стадию не мог бы произойти. Сменяемость стадий во времени становится возможной только вследствие непрерывного поступательного развития процессов. Поэтому ни одна из стадий и представляющих их почв не может рассматриваться как квазиравновесная, даже первая стадия, длящаяся очень долго.

По-видимому, процесс формирования подобной Al—Fe-гумусовой пана-ортоида, так же как и торфонакопление, может рассматриваться как «симбиотизация», взаимовыгодный само-себя. К этому приводит вынос и аккумуляция значительного количества железа, алюминия и гумуса, которые представляют сущность Al—Fe-гумусового подзольного процесса, совершающегося в условиях близкого залегания почвенно-грунтовых вод.

### Глеезем тавякий

Поросидреморфное саморазвитие автопомного тавякого глеезема обуславливается неудовлетворительными условиями стоя на слабодренированных водоразделах. Это приводит к увеличению переувлажнения почвенной толщи во вре-

меня, усиление окисления, смена растительности на более гидрофильную и возникновение торфонакопления. В дальнейшем саморазвитие обуславливается уже процессом торфонакопления и состоит из следующих последовательных стадий: глеезем таежный (дифференцированный) или недифференцированный — глеезем таежный торфянистый — глеезем болотный. Последующие стадии состоят тем же, что и в случае саморазвития глеезема болотного.

Автономное заболачивание лесов на тяжелых почвах в условиях плоского рельефа многократно описывалось в ботанической литературе; материалы по этому вопросу приводятся в тезисах (см. первый и второй разделы книги). Трансформация почвы в этом случае гораздо проще, чем для двух выше рассмотренных почв. В условиях тайги Западной Сибири неудовлетворительный дренаж является причиной широкого развития на супесчаных подбоях глееземов таежных, а не подзолистых супесчаных почв. С течением времени недостаточный дренаж должен привести к коррозидроморфному саморазвитию глеезема таежного.

Выраженность или отсутствие в профиле последних некоторой эвживальной-иллювиальной дифференциации не играет роли, так как она проявляется слабо и не приводит к существенным отличиям верхней и нижней частей профиля по физическим и химическим свойствам. Переход от первой стадии ко второй осуществляется благодаря ЭПП поверхностного окисления. Это приводит к изменению растительности, которая стимулирует начало торфонакопления. Развитие последнего, в свою очередь, усиливает окисление, вызывает появление верховодки. Определенная степень выраженности этих признаков обуславливает переход к третьей стадии (см. рис. 28, Б).

Следует подчеркнуть, что это теоретическая и предположительная схема. Факт автономного заболачивания лесов и таежных глееземов не вызывает сомнения, как и описанный выше механизм, по которому он протекает. Остается недостаточно ясной причина, которая со временем приводит этот механизм в действие. Коренится ли она в саморазвитии почвы и других компонентов биогенного возмущенного местообитания (как указывал В. В. Сукачев (1926)), или все же прежде всего происходит заболачивание микродепрессий по типу саморазвития таежного болотного, а затем уже в связи с влиянием образовавшегося в микродепрессии очага заболачивания происходит коррозидроморфный метаморфоз биогенного и почвы на микроповышениях? Это несомненное коррозидроморфное саморазвитие личинного микрона подбоя, но оно включает в себя саморазвитие почвы микродепрессии и метаморфоз почвы микроповышения. Скорее всего, возможны оба пути. Второй более очевиден, так как протекает «быстрее» и поэтому при исследовании лучше прослеживается.

Не исключая возможности перрогидроморфного саморазвития таежных глеезских, все же следует отметить, что они (при отсутствии близиня болот) могут очень длительно существовать без признаков нарастающей гидроморфности и перехода в следующую стадию. Об этом свидетельствует их широкое распространение не подорословых, скорее всего, с атлантического, и может быть, и с бореального первохода (арсала Нань-Ях). Возможно, что здесь играет роль и сильная аэроокисленность по биоклиматическим признакам протекания в них процессов, и в связи с этим время, необходимое для прохождения этой стадии, превышает длительность голоцена (Караваява, 1973а). Во всяком случае, с точки зрения продолжительности процесса саморазвития этой почвой можно представить себе в виде кризиса с длинным квазиравновесным «застоем».

Следует отметить также, что процесс о перрогидроморфном саморазвитии или метаморфозе таежных сульфидных почв на водоразделах трудно разрешить на примере совр. Золотой Сибери. В связи с обильным болот и ухудшением общей дренированности территории на протяжении голоцена, обусловленным прогрессирующим акторфизацией гидрографической сети, не представляется возможным изучать «чистый» объект, т. е. аллювий водораздела, на котором ухудшение во времени водного режима почвы было бы связано только с функционированием биогеноса этого водораздела при стабилизации общего дренирования территории. Поэтому тайга Русской равнины является более удобной территорией для обсуждения вопроса о возможных путях саморазвития таежных сульфидных почв.

### Понятие о ступенчатом саморазвитии и его закономерности

Общую картину саморазвития болотных глеезских и грунтово-глеевых подзолов отражает кривая ступенчатой конфигурации (см. рис. 28, А). Ступени ее представляют собой разные типы почв, которые существуют в течение того или иного промежутка времени, и затем вследствие непрерывного саморазвития переходят в другой тип, т. е. на другую ступень. Как было показано, эта кривая обрывается, когда саморазвитие одного из компонентов биогеноса (фактора почвообразования) вызывает метаморфизм и таким образом прерывает данный период саморазвития.

При ступенчатом развитии почв, как и при любом их саморазвитии, существует нуль-момент с последующим латентным почвообразованием и толще материнской породы. Затем происходит формирование профиля — возникновение основных генетических горизонтов, свойственных данным биоклиматическим условиям и данной породе. Этот этап в жизни почвы можно считать ее становлением, т. е. обособлением.

Существует мнение, что этап обособления почвы сводится-

но краток; для всех ли случаев это справедливо, недостаточно ясно. Например, при сопоставлении промежутка времени, необходимого для обособления почвенного подзола (около 2 тыс. лет) и прохождения стадий саморазвития почвы на бессточных суффлюкках в Западной Европе (ряды Жамны, Мюхленгаузена, Эмариуса и др., см. первый раздел книги), выясняется, что по длительности они вполне сопоставимы — 2—3 тыс. лет. Что касается процессов биотических и тесных подзоль, то этап их обособления, по-видимому, действительно относительно широко распространен в исследуемых стадиях, но не всегда. Например, этап приземного подзола возможно и сменяется по длительности с этапом обособления первой почвы цикла — палевого подзола.

Этап обособления сменяется следующим, который характеризуется процессами «диформирования» генетических горизонтов, их химических и физических свойств, отсутствием зрелого профиля. Для этого этапа можно предложить термин «созревание». Следует отметить, что выделение подобной стадии как особого не надо, хотя какой-либо специальной термины для его обозначения пока еще не найдено. Так, например, Францмайер (Franzmeier, 1963) полагал, что существует этап «диформирования зрелого профиля подзола до достижения им значительного развития», продолжающийся 4 тыс. лет. В. О. Таргульян и А. И. Александровский (1977) выделяют на побережье Балтийского моря 800—1000-летние почвы на песках как оформленные подзолы, но без достаточного четких цветовых характеристик, а 2000—4000-летние — как зрелые.

Этап созревания является решающим при ступенчатом саморазвитии, так как именно на этом этапе в почве происходят необратимые накопления свойств, приводящие к смене инвертирования и переходу на следующую ступень. Поэтому при этом типе саморазвития созревание сменяется по хаотичности, а этапах обособления новой почвы в теле старой. Таким образом, в этом случае также имеется пульс-момент, его можно назвать вторичным. В отличие от первичного, или первичного пульс-момента, вторичный пульс-момент означает обособление новой почвы в теле предшествующей; он может иметь место как при ступенчатом саморазвитии, так и при любом метаморфозе почвы.

Таким образом, ступенчатое саморазвитие состоит из сменяющихся во времени двух этапов — обособления и созревания какой-то определенной почвы; эти этапы разделяемы вторичными пульс-моментами. У разных почв их ступенчатое саморазвитие обуславливается разными механизмами функционирования биотического, но всегда на той или иной стадии наблюдаются одновременное изменение его саморазвивающихся компонентов. Это стимулирует дальнейшее саморазвитие почвы.

Было было показано, что в тесном подзоле саморазвитие почвы определяется собственно почвообразовательными процессами, но впоследствии изменяется и активно саморазвива-

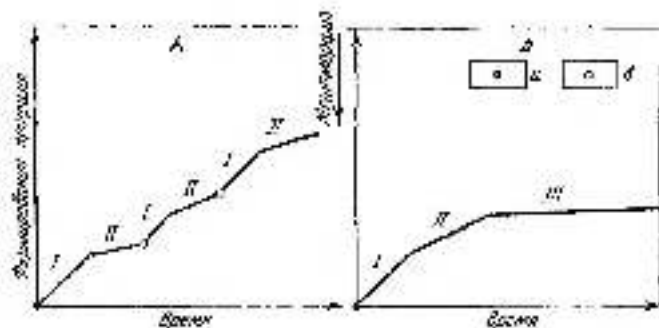


Рис. 29. Типы саморазвития почв и его фазы

Саморазвитие: А — ступенчатое; Б — простое (по Сосновому и Тарушану, 1963). Этапы: I — обобщающий; II — сбалансированный; III — крайне-равновесие. а — нуль-момент вертикальный; б — нуль-момент горизонтальный

ется растительность и фактор болотной верховодки. В тлеющем болотном с самого начала происходит непрерывное саморазвитие ряда факторов, стимулирующих торфообразование. Серого цвета, при этом саморазвитии факторы напоминают настолько значительно, что безразличны остаются только климат; впрочем, производный от него компонент биогенности — микроклимат — также существенно трансформируется.

Следовательно, ступенчатый тип саморазвития — это развитие почвы во времени в условиях естественного развития и намещения других компонентов биосистемы. Оно может приводить к настолько существенной трансформации нескольких или почти всех компонентов биосистемы, что есть основание говорить о том, что этот тип саморазвития протекает в условиях естественной смеси факторов-биогеннообразователей и строго постоянных может оставаться только климат.

Исходя из тех данных, которые приводятся в соответствующей литературе, можно считать, что существует два типа саморазвития почв: простое, характеризующееся тремя основными этапами — обобщающим, сбалансированным и крайне-равновесием, и ступенчатое, не имеющее крайне-равновесного этапа (рис. 29). Является ли первый тип саморазвития вариантом второго, т. е. является ли крайне-равновесие достаточно устойчивым, или оно просто слишком длительный этап сгорания, остается открытым. Основная объясняющая причина, затрудняющая решение этого вопроса, — недостаточная продолжительность наблюдения. Это заставляет рассматривать оба типа саморазвития как реально существующие.

Интересен также вопрос: каковы объективные условия, способствующие проявлению простого или ступенчатого саморазвития? В случае рассмотренных рядов ступенчатого развития решающую роль играет участие в лучеобразовании саморазвива-

близких процессов, протекающих с большой потерей, перераспределением или аккумуляцией веществ и тем самым способных изменить почвенную среду и биотенорез в толще. Трудно сказать, единственно ли это условие возникновения ступенчатого саморазвития. Но можно полагать, что оно проявляется в условиях умеренного гумидного климата не только в почвах избыточного увлажнения. Ряды саморазвития автономных почв в Западной Европе, упомянутые в первых разделах книги, описываются именно ступенчатой кривой.

Различия простого и ступенчатого саморазвития проявляются и в усложнении наиболее сложной организованности почвенного профиля на разных их стадиях. При простом саморазвитии наиболее сложная организованность почвенный профиль на последней стадии (зрелая почва). При ступенчатом саморазвитии наиболее сложная организованность почвенный профиль наблюдается на первой стадии (ряды глеезема биотопота и глеевого подзола) или в середине периода (ряды саморазвития автономных почв в Западной Европе). Затем происходит все большее упрощение почвенного профиля и последняя стадия периода характеризуется наиболее просто организованной почвой.

## ДВА ВОЗМОЖНЫХ ТИПА МЕТАМОРФОЗА ПОЧВ

При исследовании заболачиваемых почвенного ландшафта указывалось, что оно включает в себя как саморазвитие глеезема биотопота, так и сопряженный с ним метаморфоз сукцессивных почв. Особенности метаморфоза последних заключаются в том, что воздействие вызывающего его фактора — биотопота вода — протекает очень длительно, постепенно все более усложняясь. Таким образом, этот фактор сам развивается в процессе метаморфоза почв и предел его развития наступает только при преобразовании сукцессивных почв в растущий (переходной) торфяник.

Мы уже отмечали, что понятие «стабильность факторов почвообразования» в значительной мере условно, так как их истинной стабильности в природе не существует. Даже в зрелом (зитоценном, как указывал В. В. Сукачев (1964), всегда присутствуют элементы сукцессии и экзотекеза. Поэтому под стабильностью факторов почвообразования подразумевается лишь относительная стабильность — изменение в пределах, не вызывающих заметных нарушений биотенореза в целом и его отдельных компонентов, в том числе почв (наклонения не переходят за «порог» ее устойчивости).

Изменение факторов почвообразования, вызывающее метаморфоз почв, может быть кратковременным или длительным. При кратковременном наклонении (после лесных пожаров, в засушливый или особенно влажный год или цикл лет) равновесие природной среды нарушается и почва реагирует на это изменением тех или иных свойств. С восстановлением равновесия природной среды почва также приходит к своему исходному состоянию,

хотя можно предполагать, что этот краткий период нарушения среды не проходит для нее бесследно и оставляет в ней те или иные остаточные признаки (Рудс, 1947). Подобные «кислительные» изменения этих факторов в целом не меняют направленных развития почвы в данной природной среде, а сообщают ей лишь некоторые дополнительные черты. При длительном же изменении факторов возникает новая природная среда, что влечет за собой метаморфоз почвы, ее приспособление к этой среде.

В изменении факторов почвообразования можно выделить два случая. В одном случае изменение фактора происходит в пределах сжатейного отрезка времени, «одноактно», затем, перейдя в новое состояние, он стабилизируется. Метаморфоз почвы в этом случае состоит из вторичного нуль-момента и затем нового периода саморазвития. По существу приходится лишь смена периодов эволютивной и теле предшествующей почвы. Этот тип метаморфоза можно назвать дискретным. Например, климат современной южнотаежской территории Западной Сибири стал таковым после похолодования климата, присущего лесостепной зоне, происшедшего на рубеже атлантического и суббореального периодов. В палеогеографической литературе указывается, что всякомышский временный диапазон этого изменения составлял около 500 лет. После этого рубежа климат южной тайги стал относительно стабильным, так как отмечаются протрассирующее обледенение не выходит за рамки тех климатических показателей, которые могут считаться характерными для южной тайги. Поэтому для почвы этой территории вторичный нуль-момент имел место около 4 - 4,5 лет назад, а затем начался новый период их саморазвития по подзолистому типу в теле предшествующих темнотазных почв, т. е. метаморфоз последних.

В другом случае фактор изменяется непрерывно, непрерывно и существенно в течение длительного времени. Примером могут служить прогрессирующее тектоническое опускание отдельных участков территории, выработка профиля равновесия реки, рост торфяных болот и их продвижения на прибрежные суходолы. Почва, по существу, в течение всего периода изменения фактора находится в состоянии непрерывной динاميки. В этом случае можно выделить два варианта: долгохранящую смену вторичных нуль-моментов, этап обособления и созревания; многократную смену вторичных нуль-моментов и этапов обособления, этап же созревания даже не достигается (рис. 36).

Тот или иной из этих вариантов определяется скоростью «трассирующего» фактором тех его параметров, которые важны для почвообразования. Если смена этих параметров происходит быстро и почва успевает пройти только этап обособления, то имеет место второй вариант. Если скорость смены этих параметров меньше, то почва успевает или полностью успевает пройти даже этап созревания, но очевидно, что идеальное состояние наступить не может, пока фактор не стабилизируется. Этот тип метамор-

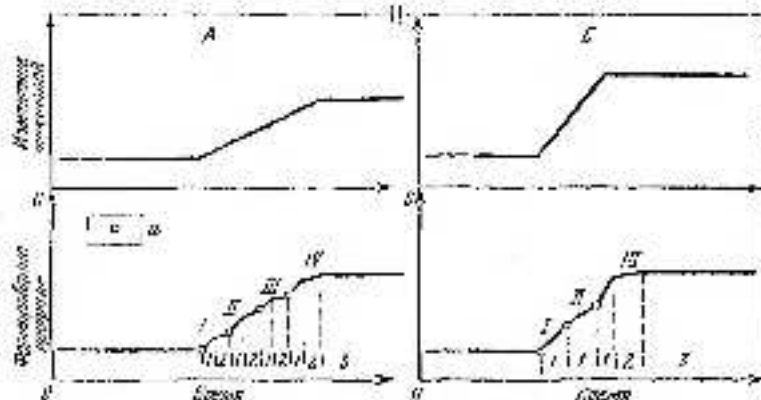


Рис. 26. Два варианта эволюционного метаморфоза донит

*A* — короткий период; *B* — короткий отток; *1-17* — периоды сохранения. Этапы эволюции: 1 — обобщение; 2 — осреднение; 3 — накапливание; 4 — накапливание оттока

фаза можно назвать пермьянскими. Он осуществляется при заблачивании донит.

Следует обратить внимание, что изменение какого-либо фактора, являющегося причиной эволюции природной среды, еще не означает, что именно он (если нетпередшествующее воздействие) является главным двигателем метаморфоза донит. Изменение одного фактора вызывает соответствующие изменения других, и вполне вероятно, что главной движущей силой станет один из этих «других» факторов. Можно предположить, что изменение климата представляет собой случай, когда причина метаморфоза донит и его движущий фактор совпадают. При изменении рельефа более вероятно их ассоциация. Например, при геоморфологической эволюции речной долины и террас (при понижении или повышении базиса эрозии) ведущим фактором метаморфоза донит являются грунтовые воды, а не изменение относительной высоты террас и общей депрессивности.

Возможен и еще один случай: воздействие трансформирующихся факторов настолько сильно перетлевается, что из комплекса нельзя выделить один — ведущий фактор метаморфоза. Такой случай можно наблюдать, например, при термическом обогащении песчаного подзола, вызванном постепенным подъемом уровня почвенно-грунтовых вод. С известного момента развития этого процесса, когда устанавливается связь между верховыми сфагновыми мхами, уже начинают играть в обогащении настолько значительную роль, что выделить из этих двух факторов ведущий не представляется возможным.

О возможных эволюционных путях, пройденном данной почвой, свидетельствуют рельефные черты ее профиля, которые не

соответствуют современной обстановке почвообразования, не могли быть ею созданы и находятся в определенном противоречии с ней. Современное изучение этих черт и палеогеографических условий развивает понятие эволюции почв и современный этап ее развития как часть общего эволюционного пути.

Реликтовые черты могут быть представлены тремя категориями: отдельными признаками или свойствами, отдельными реликтовыми генетическими горизонтами или сохранением всем профилем почва, свойственного предшествующему этапу (или этапам) почвообразования (Ковда, 1973). Например, в южной тайге Западной Сибири распространены почвы, в которых выражены все эти категории реликтовых черт. Практически дерново-глеевые почвы сохраняют полностью реликтовый профиль: мшистый достаточно мощный горизонт, залежище карбонатов на небольшой глубине, рудзатпо гуматый и гуматый гостев гумус, почти полную насыщенность поглощениями, рН в интервале слабощелочной — щелочной, и т. д. На счет современного почвообразования можно отнести лишь кислую (рубогумусовую или торфянистую) подстилку и очень слабое начальное прощеление элювиально-иллювиальной дифференциацией профиля.

Во многих дерново-подзолистых почвах еще сохраняются, хотя и заметно разрушенные, темноватые вторые гумусовые горизонты и карбонатные иллювиальные горизонты в нижней половине профиля. Наконец, есть дерново-подзолистые почвы, в которых и вторые гумусовые и карбонатные горизонты уже разрушены современным почвообразованием. Лишь один признак — еще заметное потемнение окраски на коте бывшего второго гумусового горизонта — свидетельствует о предшествовавшем темноподзольном этапе почвообразования, который пережили эти почвы.

Сохранность реликтовых черт в профилях спореженных почв определяют следующие условия.

1. Устойчивость или неустойчивость реликтового признака (признаков) или горизонта (горизонтов) в условиях нового этапа эволюции. Пример — устойчивость ферралитных признаков и горизонтов в профиле современных каштановых почв Южного Урала (Фирцаид, 1972). На озере Русской равнины, в южной части современной тундровой зоны в атлантический период были распространены темнохвойные леса и, очевидно, почвы с элювиально-иллювиальной дифференциацией профиля. Наступивший около 4 тыс. лет назад тундровый этап почвообразования, вероятно, не мог (по крайней мере в течение длительного времени) стереть этот профиль, последний является относительно устойчивым в этой среде, хотя, по-видимому, в меньшей степени (в течение менее длительного времени), чем красноватые реликты в профиле каштановых почв. Можно думать, что в жестких условиях процесс массо- и энергобмена в профиле тундровой плевшей почвы со временем могут локализовать минеральную почвенную толщу и стереть элювиально-иллю-

визальную дифференциацию. Это как бы промежуточный случай. Явно устойчивыми признаками являются признаки аридного или полупустынного почвообразования (солевые, карбонатные горизонты и т. д.) в среде гумидного почвообразования. В. О. Таргульян и А. Л. Александровский (1976) полагают, что устойчивость реликтовых черт в процессе эволюции возрастает от почв, формирующихся в холодных и аридных условиях среды, к почвам, формирующимся в более теплых и гумидных условиях.

2. Характерное время формирования признака или горизонта. И. А. Соколов и В. О. Таргульян (1976) провели классификацию группировку некоторых свойств почвы регионов с умеренным гумидным климатом по характерному времени (т. е. времени, требующемуся для их образования). При этом предположительно, что в короткой части случаев свойства, обладающие большим характерным временем, более устойчивы при изменении условий среды; свойства с малым характерным временем, напротив, менее устойчивы. Из этой группировки следует, что, например, торфянистые или солевые горизонты в неблагоприятной для их сохранности почвой природной среде могут быть сдвинуты за годы и десятки лет, гумусовые и карбонатные горизонты — за сотни и тысячи лет, эвриксы минералогического профиля — за десятки и сотни тысяч лет.

3. Степень выраженности реликтового признака или горизонта на предшествующем этапе эволюции. Это важная поправка ко второму условию. Например, в гумидной обстановке для стирания мощных солевых и карбонатных горизонтов с большим содержанием солей и карбонатов потребуется более длительное стирание времени, чем для стирания тех же, но малокоштных горизонтов с небольшим содержанием солей и карбонатов. Можно подумать, что в примере с дерново-подзолистыми почвами южной тайги Западной Сибири, в тех же этих почвах, которые имеют более мощные реликтовые гумусовые горизонты, с большим содержанием гумуса и более Са-гуматным его составом, как раз и смогли сохраниться до настоящего времени остатки этого горизонта; в других случаях же период нового почвообразовательного этапа почвообразования продолжительностью 4,5—4 тыс. лет этот горизонт был почти стерт или исчез совсем.

4. Продолжительность нового этапа эволюции. Это условие делает возможной полную или частичную реализацию второго и третьего условий: если реликтовый признак или горизонт неустойчивы в данной природной среде, то продолжительность нового этапа эволюции обеспечивает или не обеспечивает возможность его полного стирания, т. е. наличие или отсутствие в профиле современной почвы.

Приведенный выше пример со вторыми гумусовыми горизонтами в дерново-подзолистых почвах Западной Сибири достаточно ясно иллюстрирует и эти положения: продолжительность почвообразовательного этапа почвообразования в 4,5—4 тыс. лет обеспечивает полное стирание реликтового гумусового горизонта в одних поч-

сах и лишь частичное стирание — в других, которым нужен для этого более длительный стрессовый период.

Следует отметить, что реликтовые черты в профиле почв могут обеспечиваться не только их метаморфозом, но и процессом их ступенчатого саморазвития. Это связано с тем, что в последнем случае, как было показано, также происходит перестройка компонентов биогенного (изменение факторов почвообразования), т.е. и отличие от метаморфоза положение компонентов биогенного при ступенчатом саморазвитии совпадает в результате с тем же самым развитием, а не сдвиг действительно биогенных причин.

### ВОСХОДЯЩЕЕ САМОРАЗВИТИЕ КАТЕН

Время является одним из факторов, определяющих развитие катены, ее состояние и облик в определенный период. Если развитие катены протекает в условиях относительного постоянства факторов почвообразования на всем ее протяжении, то это ее саморазвитие. Если же трансформация катены вызывается изменением высших факторов, то имеет место ее метаморфоз. Во всех случаях развитие катены, так же как и отдельная почва, стремится к равновесию со средой.

Как было показано, геологическая дифференциация катены на ряд определенных частей, секторов в основных профилях почв складывается как результат двух групп процессов: латерального перемещения веществ и почвообразования на месте.

Сущность латерального сопряжения почв обуславливает все более возрастающую роль по экзону геологическую и генетическую подчиненность каждой уже разложившейся почве. Однако все же уменьшает роль процессов почвообразования на месте, происходящих в профилях генетически подчиненных почв катены. Латеральный сток составляет определенное количество вещества и влаги. Далее процессы почвообразования на месте в той или иной степени трансформируют эти вещества в зависимости от условий создаваемой почвенной среды.

В таежной катене умеренной тундрой области, например, нижней почвой часто является глеевый болотный. Состав и количество транзитных латеральных веществ определяет тот или иной характер торфонакопления на первых стадиях процесса (низинный, переходный, верховой), но сам процесс торфонакопления обзаводит прежде всего условия переувлажнения на месте, которые характерны для мховоситаний в пониженных рельефах и лишь уменьшаются латеральным переносом влаги, но не определяются им.

В катенах переменно-влажных тропиков влажные почвы часто представлены вертизолами (Восquier, 1972; Baner, 1978). Обеднение почв элювиальной части катены основными и кислыми и аккумуляцией этих продуктов в депрессиях в условиях повышенной среды создают благоприятную обстановку для конси-

теза монтмориллонитовых минералов на месте, что и формирует нижнюю часть катены — вертисоль.

Однако сказанное выше не исключает того, что в геохимической подчлененной части катены могут существовать отдельные горизонты и даже целые профили, полностью обремененные такими латеральными аккумуляциями веществ, без заметной террепродукции это копрообразованная масса (часть латеритных горизонтов и арзанов, солевые и карбонатные горизонты и коры и арцидских областей).

Саморазвитие отдельной почвы и катены в известной мере идентично. Вначале происходит обесчелювание основных частей, секторов и профилей катены. Затем наступает созревание этой системы, в период которого окончательно оформляются основные профили и устанавливается толщование границ между частями и секторами. Можно предполагать, что суперэквивалентные почвы катены созревают несколько позже элювиальных, так как каждая расположенная ниже почва не может созреть, пока не созреет все расположенное выше. После того как элювиальные почвы созреют, требуется еще какое-то время для дозревания суперэквивалентных почв. Затем вся система приходит в квазиравновесное состояние с природной средой.

Таким образом представляется о квазиравновесии зрелой катены со средой. Это саморазвитие осуществляется при исходном латеральном перемещении вещества и влаги в катене, т. е. при нормальном геохимическом сопряжении почв, когда каждый также расположенный профиль является типичически подчиненным каждому профилю, расположенному выше.

Достижение катеной состояния квазиравновесия можно рассматривать как значительное ослабление с течением времени интенсивности как латерального перемещения вещества, так и процессов почвообразования на месте. В катенах заболачивающих, как было показано, квазиравновесие не достигается, и тип их саморазвития существенно отличается от описанного выше типа, который можно назвать эндохемным, или корвальным. С этих позиций следует признать основные стадии саморазвития тех катен заболачивающих, которые были нами изучены, и именовать их экдохемными, которые приводят к иному типу саморазвития, отличающемуся от нормального.

На почвах отложениях и средней тайге можно представить два варианта катен: с нижней почвой в виде глеезсы болотной или в виде глеевого подзола. Если нижняя почва — глеезем болотный, то для него характерно прогрессивное торфонакопление и ступенчатое саморазвитие. В среднем через 1,5—3,5 тыс. лет (при средней скорости торфонакопления 0,2—0,5 мм/год) он вступает в стадию растущего торфяника, а еще через какой-то период времени (100—1500 лет), при достижении торфяной мощности 1 м, уже может начаться его трансформирование катену длящая. Оно заключается в том, что от нижней почвы — растущего торфяника — возникает обратное направле-

ный (сверху по катене) латеральный поток влаги и вещества. Развитие процессов, связанных с этим потоком, и приводит в конце концов к азбучиванию катены. В этой катене по компонентному составу можно выделить семь основных стадий.

Первая стадия: торфел — подзол глееватый — подзол глеевый — глеевом болотный.

Вторая стадия: три первые почвы первой стадии — подзол ортостелный — растущий торфяник.

Третья стадия: четыре первые почвы второй стадии — глеевом болотный — растущий торфяник (это наиболее сложный и наиболее долго существующий процесс катены).

Четвертая стадия: подзол глееватый — все остальные почвы третьей стадии за исключением подзола.

Пятая стадия: подзол глееватый (ортостелный) — все почвы четвертой стадии.

Шестая стадия: глеевом болотный — растущий торфяник.

Седьмая стадия: растущий торфяник.

В катене с нижней почвой в виде глеевого подзола по тому же признаку можно выделить следующие стадии.

Первая стадия: подзол — подзол кашеватый — подзол глеевый.

Вторая стадия: три почвы первой стадии — подзол ортостелный.

Третья стадия: четыре почвы второй стадии — глеевом болотный.

Четвертая стадия: лишь две почвы третьей стадии — растущий торфяник.

Пятая стадия: подзол глееватый — все почвы четвертой стадии, за исключением подзола.

Шестая стадия: подзол глееватый (ортостелный) — все почвы пятой стадии, за исключением подзола глеевого торфа.

Седьмая стадия: глеевом болотный — растущий торфяник.

Восьмая стадия: растущий торфяник.

Можно с уверенностью сказать, что катена первого варианта способна развиваться скорее, чем катена второго. Обратный латеральный поток влаги и вещества может проявиться в первой катене через 2—6 тыс. лет, что связано со временем, необходимым для перехода глеевого болотного в растущий торфяник. Нижняя почва катены второго варианта — глеевый подзол — требует значительно больше времени для перехода в глеевом болотный или растущий торфяник, когда можно ожидать проявления обратного латерального потока. По этому же, для этого необходим отрезок времени, охватывающий большую часть почвенца.

На суглинистых отложениях и средней тайге также можно выделить два наиболее широко распространенных варианта катен, испытывающих саморазвитие: или с глеевом болотным, или с глеевом трещинным торфянистом (лабиферезированным или нагиферезированным) в качестве нижней почвы. Стадии саморазвития катены первого варианта реализуются следующим наметочным ее составом.

Первая стадия: глеевом трещинный — глеевом трещинный торфянистый — глеевом болотный.

Вторая стадия: две первые почвы первой стадии — растущий торфяник.

Третья стадия: две первые почвы второй стадии — глеезем болотный и профиль киселева сакского торфянистого — растуший торфяник (эта наиболее сложная и, по видимому, наиболее долго существующая стадия, и по мере ее существования расширяются линейные размеры суперэквальных катенов).

Четвертая стадия: глеезем сакский торфянистый — глеезем болотный — растуший торфяник.

Пятая стадия: глеезем болотный — растуший торфяник.

Шестая стадия: растуший торфяник.

Катена второго варианта проходит следующие стадии саморазвития, отражающиеся в составе слагающих ее почв.

Первая стадия: глеезем сакский — глеезем сакский торфянистый.

Вторая стадия: две почвы первой стадии — глеезем болотный.

Третья стадия: три почвы второй стадии — растуший торфяник.

Заключительные стадии имеют различия в зависимости от условий, второй и шестой стадиями развития катен первого варианта.

В южной тайге подлеск катены складывается из четырех почвенно-дерново-подзолистой — болотно-подзолистой (или подзолисто-глеевой) — дерново-глеевой — глееземом болотным. Все саморазвитие при заболачивании включает несколько стадий. Вначале к тем же четырем почвам добавляется растуший торфяник (это, по видимому, наиболее гетерогенная по составу и наиболее длительная стадия). Затем глеезем болотный и растуший торфяник надвигаются на южную, расположенные выше по склону. Дерново-глеевой кумпозит выдает, так как его позиция в рельефе захватывается глееземом болотным; после этого происходит последовательное вытеснение вначале элювиальной, затем последующих почв в катена заменяется растушим торфяником.

Таким образом, для почв рассматриваемых катен заболачиваются характерны следующие общие закономерности саморазвития.

1. Нижняя суперэквальная почва является наиболее медленно развивающейся и существенно саморазвивающейся.

2. Первоначальное катена испытывает нисходящее саморазвитие; оно продолжается до тех пор, пока нижняя субэлювиальная почва не вступит во вторую стадию развития. Эта первая часть периода саморазвития может быть очень длительной, что определяется становящейся эволюцией микроформы нижней почвы катены.

3. С определенного момента начинается вторая часть периода саморазвития — восходящее саморазвитие катены, обусловленное возникновением латерального перемещения вещества и влаги вверх по склону.

4. Восходящее саморазвитие катены можно, в свою очередь, подразделить на два временных интервала. Первый интервал саморазвития катены — происходит и по нисходящему, и по восходящему типам, и ее структура качественно усложняется. Второй интервал — элювиальные почвы катены вытесняются и она

превращается в полностью суперактивную. Это означает, что на всем ее протяжении происходит влияние восходящего латерального гиперхемического вещества к вышле.

5. В период восхождения саморазвита геохимическая пластичность аккумулятивных почв катены с течением времени ослабевает, в них нарастает тенденция к геохимической и геологической самостоятельности. В почвах акумулятивных секторов катены отмечается обратная тенденция. Вследствие этого ее нижние секторы постепенно надвигаются на лежащие выше и в условиях «забоя» развития этого процесса последние полностью поглощаются.

6. Восходящее саморазвитие сначала способствует гетерогенизации сложнейшего состава катены, которая максимально усиливается до выпадения акумулятивной части. Развитие катены на полностью суперактивной стадии приводит к постепенному упрощению компонентного состава п, в крайних выражениях, к полному преобразованию катены как почвенно-географической единицы, представляющей собой те или иные сочетания (или парадигмы) почв, к замене ее комплексом торфяных образований или однородным ареалом растущего торфяника.

7. Восходящее саморазвитие катены обуславливает саморазвитие нижней почвы (сектора) и метаморфоз почв остальных частей катены. Поскольку катене является явный почвенный покров, то очевидно, что подобная же синхронность саморазвития и метаморфоз разных компонентов характерна для заболочивания почвенного покрова и, следовательно, представляет собой именно его саморазвитие (автометаморфоз), так как протекает без изменения внешних факторов.

8. При восходящем саморазвитии отмечается постепенное изменение факторов-почвообразователей в разных секторах катены (как и при ступенчатом саморазвитии), но оно происходит под влиянием саморазвивающегося нижнего сектора и его почвы.

Метаморфоз почв при восходящем саморазвитии катены представляет собой те формы развития почвенного покрова, которую А. А. Поде (1947) назвал «дальнейшим действием биотентетоза». Вначале свойства дальнейшего действия обладает только почва нижнего сектора, в дальнейшем это свойство приобретают все выше расположенные почвы; при этом их дальнейшее направление вверх по склону.

Существует достаточно разработанная система критериев, позволяющая судить об эволюции (общая под ней как автометаморфоз, так и параметаморфоз) структур почвенного покрова (Фрилянд, 1972). Примечательно к саморазвитию или метаморфозу катены эти критерии следующие: свойства отдельных профилей; линейные размеры частей и секторов; характер границ частей и секторов, набор частей, секторов и основных профилей.

Любое изменение во времени хотя бы одной из этих характеристик может свидетельствовать о саморазвитии или метаморфозе катены. Впрочем, все эти взаимосвязаны, и если происходит направленное развитие катены, то в первую очередь изменяются свойства основных профилей (всех, нескольких или одного из них), а затем постепенно в той или иной степени меняются и остальные характеристики. При заболачивании катен, как было показано, происходит существенное изменение всех характеристик, в результате которого катена вообще перестает существовать и трансформируется в новую почвенно-географическую единицу.

Для детального изучения катен переменно-влажных тропиков Бонкс (Boncker, 1973) и Буле (Boule, 1978) описывают прогрессивно развивающийся во времени процесс эвтизации почвы — вертикали — под влиянием накопления микторморфогенетических минералов в условиях непрерывного латерального подтока необходимых для этого процесса веществ. Как можно предположить, сокращение вертикали приводит к прогрессивному ухудшению ее водопроницаемости и все большей задержке латерального потока у границы сектора и вертикали, а не внутри него. Это даст импульс к образованию конформности и эвтизации в соседнем, выше расположенном по склону секторе с другой почвой (основными тониллом) и так далее. Этот процесс распространяется вверх по склону. По форме он напоминает рост ортызда вверх (в сторону сухихоза) и вверх, поскольку процесс законодирован начал латерального стока.

Оба автора утверждают, что процесс микторморфогенеза во времени продвигается вверх по склону и что тенденция саморазвития подобных катен направлена к приобретению всей катеной свойств микторморфогенетической почвы. По-видимому, «конеч» подобной саморазвития может быть связан с апертацией за пага необходимых для этого процесса веществ, поступающих в латеральном стоке.

Конеч саморазвития катен по типу заболачивания можно себе представить только при возникновении условий повышенного дренажирования, которые обеспечили бы сброс латерального стока не вверх по катене, а за ее пределы. Подобные условия могут возникнуть на достаточно крутой части склона или при триблужении разрастающейся суккулантовой части катены к естественной дренаж — долине горной дренажующей водосток.

Сопоставление механизмов всходящего саморазвития катен в тяжелой зопе и в переменно-влажных тропиках показывает, что, несмотря на отличный сходный результат, происходящий в обоих случаях и происходящему типу саморазвития, они все же существенно различны.

При заболачивании одеской почвы, катены или почвенного гакрова механизмы могут быть определены-гласными (из суглинчатых слабо- или цедифференцированных почвах — гласных-мех тяжелых), организовано-гласными полутараскиными (на

подзолах) или органосенесцентными фреджупенскими (на текстурно-дифференцированных суглинистых почвах).

В раскисляемых катенах переходных-влажных тропиков механизм трансформации отдельных почв и катен в целом чисто минералогический, связанный с характером трансформации и неосинтеза глинистых минералов. Трансформация этих катен по восходящему типу происходит при дозасолителем, но в целом недостаточном увлажнении и почвенной роли органического вещества. В умеренных гумидных областях общая предпосылка для возникновения восходящего саморазвития катен — избыточное увлажнение и успешная роль аккумуляции органического вещества.

Анализ литературных материалов и наши результаты изучения заболачивания, содержащиеся в этой книге, заставляют рассматривать заболачивание как неизбежное эволюции почв в почвенном покрове, потенциально присутствующее в бореальной гумидной области и неизбежно возникающее и развивающееся при определенном сочетании природных условий. Заболачивание является крайне неблагоприятным эволюционным процессом, приводящим к существенному ухудшению состояния природной среды в естественных условиях и значительно осложняющим ее освоение. Эти два обстоятельства — «всеобщий» характер процесса для бореальной гумидной области и его отрицательные последствия — делают важным и необходимым изучение основных закономерностей заболачивания с целью предотвращения возможного возникновения и выработки подходов к ликвидации этого процесса.

Приведенное исследование позволяет уяснить почвенно-генетико-географический смысл процесса заболачивания, выявить его основные закономерности в бореальной гумидной области — причины возникновения, категории процесса (формы, типы и механизмы), географию, скорость, последовательные стадии и этапы эволюции почв и почвенного покрова в разных природных условиях.

Полученные материалы дают ряд новых теоретических представлений об особом органо-генно-аккумулятивном направлении почвообразования и типах эволюции (саморазрушения и метаморфоза) почв и почвенного покрова.

Наконец, применение установленных понятий и закономерностей к территории таежной зоны Западной Сибири позволяет оценить современное состояние почв и почвенного покрова этой области и приблизиться к его развитию в будущем в естественных условиях и при антропогенном воздействии.

Почвенно-генетико-географическое содержание понятия «заболачивание» означает ускорение по времени углубления и гидроморфности почв как почвенных комбинаций, приводящее к их развитию в направлении и органо-генно-генетическим к органо-генным почвам или соответствующим комбинациям этих почв. В физико-географическом смысле заболачивание реализуется в превращении разных сходных ландшафтов в ландшафт торфяного болота.

Заболачивание почв осуществляется благодаря особому органо-генно-аккумулятивному почвообразованию, и в первую очередь

дупным является ЭПП аккумуляции грубого органического вещества (торфяноаккумуляция). Это направление почвообразования существенно отличается от других аккумулятивных его направлений (вулканического, элювиального и др.) тем, что аккумуляция на поверхности почвы материк является продуктом почвообразования *in situ*, т. е. автохтонным, а не поступающим извне (аллохтонным), и что материал органический, а не минеральный или органико-минеральный.

Эти важные отличия органично-аккумулятивного почвообразования, составленного гущей заболачивания, дают основание рассматривать заболачивание как особое направление эволюции (саморазвития и метаморфоза) почвы и почвенного покрова, отделить его от других разнообразных торренидоморфных направлений эволюции (т. е. эволюции, возникающей в связи с нарастанием увлажнения) и тем самым сделать точный и вполне определенным почвенно-геотехно-геотрифический смысл понятия «заболачивание».

Следует напомнить понятный смысл этих основных терминов, используемых в книге. *Саморазвитие почвы* — это ее развитие во времени в результате непрерывного характера почвообразовательного процесса в условиях относительной стабильности факторов почвообразования (по А. А. Рыбе (1947)). *Метаморфоз почвы* — это ее развитие в результате изменения факторов (фактора) почвообразования (по С. А. Захарову (1927)). *Эволюция почвы* — это обе формы ее развития (саморазвитие и метаморфоз). *Торренидоморфная эволюция почвы* (от лат. *torro* — в дальнейшем, в будущем) — это эволюция, возникающая в связи с нарастанием увлажнения. Для нее характерна множественность направлений (эволюционных рядов почвы и этапов эволюции почвенного покрова): заболачивание является одним из таких направлений.

Необходимым и достаточным условием для возникновения и развития заболачивания является сочетание грядного котмата и плоского слабодренированного рельефа. Это сочетание двух факторов неизбежно порождает и третий — неустойчивительную дренажную способность речной сети. Для на этих факторов — рельеф и дренажная способность речной сети — имеет обратную связь с развивающимся заболачиванием, и ее влияние усиливается во времени. Это обеспечивает спонтанный характер процесса.

Обширные биологические и геоботанические материалы, существующие в почвоведении гипотезы, а также результаты наших исследований позволяют выделять две формы заболачивания — автохтонное и аллохтонное.

*Автохтонное заболачивание*, согласно почвенной гипотезе, развивается вследствие переувлажнения над увлажненными плодородными геоботаническими горизонтом, формирующимся в результате саморазвития почвы. Увеличение увлажнения этих горизонтов во времени вызывает и прогрессирующее нарастание

переувлажнения автохтонной влаги, что в конце концов создаст условия для торфяноболотизации. Автохтонное заболачивание как следствие саморазвития торфа пока является гистезой, но его существование в береальной гумидной области представляется вполне реальным.

*Аллохтонное заболачивание* возникает и развивается благодаря поступлению на суходол дополнительной влаги от водостов при его горизонтальном росте. Происходящее при этом заболачивание суходольных почв является их метаморфозом (а не саморазвитием, как при автохтонном течении процесса), так как причина заселения — дополнительная влага, поступающая извне. В связи с тем, что масса воды, участвующей в аллохтонном заболачивании, неизмеримо больше, чем при автохтонном, экспонента аллохтонного заболачивания значительно выше. Поэтому есть основания предполагать, что в создании огромных площадей суходольных болот береальной гумидной области первооткрывающая роль принадлежит аллохтонному заболачиванию. Его закономерностям и посвящена эта книга.

Многообразное проявление аллохтонного заболачивания в разной природной обстановке удается систематизировать благодаря использованию понятий о типах и механизмах заболачивания. Понятие «тип заболачивания» включает в себя происхождение влаги, вызывающей переувлажнение почв (поверхностные воды, почвенно-грунтовые воды, те и другие, т. е. смешанные воды). Подобное разделение влаги традиционно используется в почвоведении при характеристике водного режима почв. Гидрологическое влияние болота при его горизонтальном росте может осуществляться тремя путями: пополнением изк подпочвы горизонтом почвенно-грунтовых вод, поверхностным затоплением или обоими путями одновременно. Поэтому выделяются *три типа заболачивания — почвенно-грунтовое, поверхностное и смешанное*. Их конкретная обусловленность определяется главным образом литологией, т. е. механическим составом почвообразующих пород, но иногда решающими становятся и другие, локальные (местные) факторы: мезорельеф, степень обводненности болота и др.

На легких почвообразующих породах развито преимущественно почвенно-грунтовое заболачивание, на тяжелых — все три типа, но особенно поверхностное и смешанное. Близкоэтикетская закономерность их распространения в тяжелой зоне заключается в том, что с увеличением кислотности и континентальности климата (к северу и востоку таежной зоны) почвенно-грунтовое заболачивание на легких породах все более приобретает характер смешанного, а все три типа заболачивания на тяжелых породах «сдвигаются» в сторону поверхностного типа. Подобные тенденции обеспечиваются развитием и усилением в почвах длительно-сезонно-мерзлотных и мерзлотных явлений.

В конкретной природной обстановке каждый тип заболачивания реализуется определенным механизмом протекания процесса. Механизм заболачивания — это совокупность и последовательность процессов, трансформирующих мелкую незаложенную или менее заболоченную почву в болотную. Разные механизмы заболачивания непосредственно определяются различными режимами и количества поступающей дополнительной влаги; это, в свою очередь, обуславливается различными локальными (местными) факторами — весом и микро рельефом, характером и степенью влияния бокового массива, характером профиля заболачивающейся почвы. Каждый механизм заболачивания включает в себя характеристику дополнительного увлажнения и вызывающую его совокупность ЭПП, сходящихся в конечном профиле и приводящих к возникновению торфонакопления.

Для разных механизмов почвенно-грунтового заболачивания на легких породах характерны следующие общие черты. В связи с прогрессирующим подтоком уровня почвенно-грунтовых вод, в почвах возникает или резко усиливается подзолный А1—Fe-гумусовый процесс, в результате которого формируется значительно уплотненный горизонт В или сгустка. Это способствует переувлажнению и сдвиганию верхней части профиля и приводит к торфонакоплению. Эти механизмы не их существу можно назвать *органогенно-глеевыми колуморозными*.

Для разных механизмов поверхностного заболачивания на тяжелых породах характерны следующие общие черты. В связи с поступлением дополнительной поверхностной влаги в почвах возникает или усиливается глеевый процесс. На начальной стадии заболачивания это может способствовать даже некоторому развитию текстурной дифференциации профиля. Но затем усиливающееся поверхностное переувлажнение вызывает округление подстилки, развитие все более гидрофильного капочечного покрова и торфонакопление.

Воздействие механизмов смешанного заболачивания аналогично описанному выше. Ведущим остается поверхностное переувлажнение (и связанное с ним трансформации почвы), однако его роль усиливается благодаря присутствию в почвенной толще горизонтов почвенно-грунтовых вод.

Таким образом, механизмы поверхностного и смешанного заболачивания на тяжелых породах могут быть или чисто *органогенно-глеевыми* (на почвах со слабой текстурной дифференциацией или ее отсутствием), или *органогенно-глеевыми фред-жилевыми* (на текстурно-дифференцированных почвах, в которых уплотненный илиловальный горизонт активизирует заболачивание).

Очень важной является разработка подходов к диагностике заболачивания в почвах и почвенном покрове. Проведенное исследование позволяет предложить подобный сылт, основанный на четырех группах диагностических признаков (критериев), относящихся к водным почвам, почвенному покрову и боло-

ту — оплату заболачивания. Эти критерии следующие: почвенно-генетические, почвенно-географические, «болотные» и геохронологические (исорастные). Они могут дать как прямую информацию о процессе заболачивания, так и косвенную, но также важную.

Прямую информацию обеспечивают почвенно-генетические и почвенно-географические критерии. Некоторые из них могут быть использованы только при сравнении с менее заболоченными или незаболоченными почвами, другие не нуждаются в подобном сравнительном анализе.

«Болотные» критерии, т. е. сегодняшнее состояние болотного массива — очертания заболачивания и история его формирования, дают косвенную, но необходимую информацию о развитии заболачивания сукцессов во времени, о современной стадии как определенного отрезка этого длительного процесса и о возможном его характере и будущем. Очень важным является радиоуглеродное датирование определенных слоев торфяных залежей в выбранных участках болота, что позволяет получить достаточно точные представления о хронологии процесса заболачивания — времени возникновения и составляющих его этапов.

Верхняя часть минерального субстрата сукцессивных болот — это почвенные профили, погребенные под нарастающей торфяной залежью в те или иные периоды голоцена. Если горизонтальная дифференциация этих почв была отчетливой, то голоцинные профили хорошо идентифицируются и являются доказательством пришедшего заболачивания. Более того, генетический облик этих почв отражает характер доннообразования разных периодов голоцена. Поэтому представляется, что изучение профилей минеральных почв и ландшафтах сукцессивных болот можно использовать не только при исследовании заболачивания, а значительно шире — как один из методов палеоэкологический и палеогеографический реконструкции условий голоцена.

Исследования процесса заболачивания показали, что его возникновение и течение покрое называется особым ступенчатым типом саморазвития, которым обладают почвы дисперсной галькефы — глеевые болотные, как органогенно-глеевые почвы. При ступенчатом саморазвитии состояние (квази-) равновесия почвы с природной средой не достигается. Происходит последовательная смена во времени разных типов почв («ступеней») в результате непрерывного поступательного характера почвообразовательного процесса, а затем прерывание данного периода саморазвития одним из компонентов биогеоценоза с участием и влиянием по отношению к биогеоценозу факторов, т. е. метаморфоз почв. Смена разных типов почв и завершающий ее метаморфоз обязаны тому, что болотный биогеоценоз в целом активно саморазвивается и все его компоненты существенно трансформируются во времени. Эта непрерывная трансформация биогеоценоза и обуславливает ступенчатое саморазвитие почв. Метаморфоз, завершающий период ступенчатого саморазвития,

также «вызывается» одним из саморазвивающихся компонентов биосотенной

При ступенчатом саморазвитии каждый новый тип почвы формируется в теле предшествующей почвы, которая является для почвы каковы материнской породой. В связи с этим подается понятие о итерационном цикле-минимуме («момент» зарождения признаков новой почвы в теле предшествующей) в отличие от первичного (истинного) куль-молента, сначающего появления признаков почвообразования в итерационной материнской породе.

При ступенчатом саморазвитии происходит смена типов почв, которые традиционно считались «зрелыми». Однако сама же смена свидетельствует о том, что их профиль, хотя и обладает горизонтальной дифференциацией, свойственной спрелелам, ксму типу почв, не является зрелым и (квази-)равновесным. Это вызвано необходимостью выделения этого особого состояния почвы при ее саморазвитии как этапа созревания. Каждый «ступень» (или этап) ступенчатого саморазвития подразделяется на два этапа: 1 — обособление (или становление) почвы, т. е. ее развитие от неизменной материнской породы (из первой «ступень») или от почвы предшествующего типа (из последующих «ступеней») до профиля с определенной горизонтальной дифференциацией «зрелой» почвы данного типа; 2 — созревание почвы, т. е. «доформирование» мощности и вертикально-физико-химических характеристик генетических горизонтов и общего строения почвенного профиля.

При ступенчатом саморазвитии созревание является этапом, когда в почвенном профиле складываются признаки нового типа, в связи с чем созревание сменяется этапом обособления новой почвы; их разделяет вторичный куль-молент. При простом (или обычном) саморазвитии созревание завершается переходом почвы в (квази-) равновесное состояние с природной средой.

Ступенчатым типом саморазвития характеризуются почвы, представляющие органическое аккумулятивное направление почвообразования, — это доказываются эмпирически путем. Но в почвоведении существует гипотеза автохтонного заболачивания минеральных почв. Если эта гипотеза будет аргументирована и доказана на природных объектах, то тип ступенчатого саморазвития окажется присущим достаточно широкому спектру минеральных почв гумидных умеренных областей.

При изучении заболачивания почвенности наиболее удобным объектом является катен — ячейка почвенного покрова, достаточно полно представляющая геохимические и генетические связи его компонентов и кохвалей. Одним из основных свойств обычной катен является нарастание геохимической и генетической полноты почвы вниз по склону в связи с соответствующим направлением латерального перемещения веществ и влаги. Это катены нормального, или нисходящего, типа развития.

Заболочивающиеся катены характеризуются тем, что в них с определенного момента возникает и усиливается по времени обратное восходящее перемещение веществ и влаги, т. е. в направлении от супераккумулятивной части к элювиальной. Это обеспечивается ступенчатым сахоразвитием нижней части катены, начиная с органоэлювиальной, затем органоэлювиальной, которая на определенной «ступеньке» своего развития трансформирует исходное направление латеральной миграции на обратное. Это меняет характер сопряжения почв катены: супераккумулятивные почвы стремятся в своем развитии к геохимический и генетический самостоятельности, для элювиальных почв — тенденция обратная. Последствие этого происходит постепенное падение и долих секторов катены на ложашке выше и, в крайнем выражении, полное исчезновение последних.

В развитии катены заболочивания можно выделить три периода: I — исходное развитие, когда каждая почва катены занимает свою «чужбинную» геоморфологическую позицию на склоне; II — совмещение нисходящего (в верхней части склона) и восходящего (в нижней части) развития, когда возникает заболочивание и структура катены максимально усложняется; III — преобладание восходящего развития на всех протяжении катены, что приводит к исчезновению элювиальной части и ее почв, вся катена становится супераккумулятивной и начинается упрощение ее структуры. При «свободе» процесса заболочивания третий период развития катены завершается ее исчезновением как сложившейся почвы. Она замещается одной почвой — растущим торфяником.

Развитие катены заболочивания — это сочетание саморазвития ее нижней почвы и метасорфоза остальных почв, вызванного этим сахоразвитием. Таким образом, можно говорить о том, что заболочивание катены — это ее саморазвитие, и что это особый, восходящий тип сахоразвития катен.

Изучение закономерностей заболочивания катены позволяет осмыслить эволюционную сущность заболочивания почвенного покрова. Оно протекает как синхронное, но локализованное в пространстве сопряжение двух форм эволюции: саморазвития гидроморфных почв (комбинаций) пониженный рельефа и метасорфоза остальных почв, занимающих более повышенные позиции рельефа. Первая форма является причиной возникновения второй. Поэтому заболочивание — это саморазвитие почвенного покрова.

Заболочивание почвенного покрова можно разделить на два основных этапа: 1 — гетерогенизация состава и строения, происходящая в первую половину развития процесса, когда существует комбинация элювиальных почв и усложняющиеся комбинация супераккумулятивных почв; 2 — гомогенизация, происходящая по причине исчезновения комбинаций элювиальных почв и постепенного удушения и слипания контуров супераккумулятивных почв в связи с их гаторфовыванием. Этап гомогенизации завер-

нается полным преобразованием структуры почвенного покрова. Сочетания минеральных и органично-минеральных (органических) почв трансформируются в комплекс органических почв или их однородные ареалы.

На основе изучения заболачивания почвенного покрова выдвигается представление о двух видах метаморфоза почв — дискретном и непрерывном. Дискретный метаморфоз обусловлен сменой фактора (факторов) почвообразования в ограниченном диапазоне времени (контакты), после чего фактор стабилизируется. Тем самым дискретный метаморфоз, по существу, означает смену периодов саморазвития, но второй из них начинается не на неизменной материнской породе, а в виде предшествующей почвы. *Периодический метаморфоз* выдвигается непрерывным, непрерывным и существенным наивысшим фактором (факторами) почвообразования в большом диапазоне времени. В течение всего периода изменения фактора почва находится в состоянии непрерывных смен. Саморазвитие не наступает, пока фактор не стабилизируется. При заболачивании выражены именно периодический метаморфоз, так как факторы, его вызывающие, подъем почвенно-грунтовых вод и (или) нарастающее затопление от болота — действуют в нарастающей интенсивности в большом диапазоне времени.

Полученные по заболачиванию материалы позволяют несколько уточнить представления об условиях сохранения реликтовых признаков и профилях современных почв. Сейчас есть основания говорить о четырех условиях: устойчивость или неустойчивость реликтового признака в условиях нового этапа эволюции; характерное время формирования признака; степень выраженности признака на предшествующем этапе эволюции; продолжительность нового этапа эволюции. Можно утверждать, что реликтовые признаки могут являться свидетелем не только метаморфоза почв, как считалось ранее, но и их постепенного саморазвития.

Общая закономерность заболачивания почв и почвенного покрова, которые были изложены выше, выявлены при изучении таежной зоны Западной Сибири, которую можно рассматривать как глобальную модель процесса заболачивания. При этом был получен и целый ряд региональных представлений о заболачивании таежной территории Западной Сибири.

Универсальная закономерность этой территории является результатом воздействия почти всех природных факторов, которые являются благоприятными для развития заболачивания. Кроме основной „триады“ факторов, в этом же направлении действовали климатический, гидрогеологические условия, длительная зима, отрицательные тектонические движения, палеогеография голоцена.

Начало заболачивания суходолов в этой области следует отнести к атлантическому времени. Наибольшая активность заболачивания характерна для суббореального и субатлантиче-

ского времени. Поэтому вторая половина голоцена (в середине атлантического периода) явилась здесь особым этапом развития природы и почв — этапом заболачивания. В отличие от разделения голоцена на этапы, связанные с климатическими флуктуациями, переход к этапу заболачивания осуществлялся независимо от них, так как он был вызван саморазвитием одного из ландшафтов — торфяных болот, а все ландшафты голоцена оказались благоприятными для этого саморазвития.

История заболачивания западносибирской тайги и ее современное состояние позволяют дать возможный прогноз дальнейшего развития этого природного процесса. В гидролого-геоморфологических условиях тайги Западной Сибири трудно ожидать широкого распространения со временем самоосушения торфяных болот и развития минерализующихся торфяников. Более реальный тренд их дальнейшего развития — регрессивно-топяная эволюция, что вызывает тенденцию к уничтожению торфяников путем замены их болотными водоемами. Это, в свою очередь, активизирует горизонтальный рост болот и заболачивание суходолов.

Тайга Западной Сибири является важнейшим экономическим районом страны. Эта труднодоступная территория уже интенсивно осваивается, а в ближайшие десятилетия темпы освоения будут значительно нарастать. Высокая степень заболаченности чрезвычайно осложняет освоение. Активное развитие заболачивания требует научно обоснованного подхода к выбору территорий, подлежащих освоению, и к методам освоения, так как антропогенное воздействие, как правило, значительно ускоряет естественное развитие заболачивания.

Использование заболачивающейся таежной территории должно предусматривать ее детальное исследование и оценка современной стадии заболачивания. Такой подход должен распространяться не только на конкретный участок, подлежащий использованию, но и на прилегающую территорию с обязательным включением торфяного болота — очага заболачивания. При оценке территории следует учитывать типы и механизмы заболачивания, а также использовать предложенные критерии динамики процесса.

Непосредственной причиной горизонтального роста болот является избыточная свободная вода болотных массивов. Поэтому первой «ступенью» борьбы с заболачиванием на водоразделах является отвод свободной воды прежде всего с окраин болот, которые активно продвигаются на суходолы. Для этого необходимо обеспечить дренажную сеть сиредельний продуктивной способности. В некоторых случаях подобный дренаж может быть обеспечен восстановлением функционировавших в прошлом естественных водоток, а других случаях потребуется их искусственное создание. Подобные мероприятия ликвидируют эффект поверхностного затопления суходолов, и при незначительных грунтовых заболачиваниях — стабилизируют уровень почвенно-

грунтовых вод. Сохранение этого положения требует постоянного обеспечения возможности дренажа на окраинах болот.

Очень важно оценить возможные последствия осуществления проекта переброски стока Оби в Иртыш на развитие заболачивания в западносибирской тайге. Эти мероприятия не скажут заметного влияния на темпы заболачивания таежных подзонах и тем более не будут радикальным средством борьбы с этим процессом. Переброска стока способна оптимизировать водный режим лишь пойменных территорий и в некоторых случаях — низовых надпойменных террас, если они не включают в себя обширных болотных массивов. Мероприятия по переброске стока следует рассматривать только как генеральную предпосылку для осуществления в дальнейшем системы целенаправленных мер: спрямление, расчистка и упрочнение многоруканности русел, дренажные системы двустороннего регулирования, лесомелиорации, лесовосстановление и другие.

The purpose of this book is to present a broad view of the bogging process in soils and its manifestations in the soil cover of boreal humid areas. It is based on author's research and travels in the taiga zone of West Siberia, which, being the most strongly bogged region of the World, has served as a global model of the bogging process. Literature data on bogging in boreal humid areas of North and West Europe and North America have also been used in the book. The bogging of soils and of the soil cover is considered in the light of soil evolution concepts hence the book contains author's summarizing the present-day theories on the evolution of soils, catenas and the soil cover.

As the system of concepts and terms concerning soil evolution is not well developed in soil science and hence it is varied, their definitions accepted for this book are the following. Autodevelopment of soil is its development due to the forward character of pedogenesis under the conditions of a relative stability of all the soil-forming factors except time (after Rodé, 1947). Metamorphosis of soil is its development caused by the changes in soil formation factors (after Zakharov, 1927) and it corresponds to the term «regressive evolution» of Ph. Duchaufour (1970). Soil evolution comprises both the above forms of soil development.

Bogging is a kind of soils and the soil cover evolution which is potential in boreal humid areas and inevitably occurring under a certain combination of ecological conditions there. Bogging is an intensification with time of waterlogging in soils (or of their combinations), which promotes the development of soils to organic-gley and organic ones (or of their combinations). For the landscape as a whole bogging results in the transformation of a number of initial landscapes into those of peaty bogs.

The appearance and development of bogging is stipulated by a humid climate in combination with a poor drainage due to relief. These two factors of bogging bring to life the third one — unsatisfactory drainage ability of the river system. Relief and the drainage ability of the river system have a feedback link with the progressing bogging, which provides for a spontaneous character of the latter process.

We suppose that bogging manifests itself in two forms — autochthonous and allochthonous.

The autochthonous bogging is caused by water stagnation on the compact illuvial horizons resulting from soil autodevelopment (Afanasiev, 1930; Rodé, 1947; Robinson et al., 1949; Crompton,

1956; Rottans, 1962; Upton and Mann, 1979). The increasing compaction of these horizons and water stagnation them in time finally leads to peat accumulation. The autochthonous bogging is so far a hypothesis in soil science, but its existence in boreal humid regions seems to be quite real.

The allochthonous bogging appears and advances due to inflow of free water from an expanding bog over drained forest sites. In this case forest soils bogging is regarded as their metamorphosis, because this kind of development is stipulated by an outer reason—additional water coming from other landscapes. The volume of water participating in the allochthonous bogging is much greater than that in the autochthonous one. That is why, the allochthonous bogging rates seem to be higher and it is this form of bogging that has played a decisive role in the expanding of the bogs over the boreal humid areas (150,000,000 ha, Hammond, 1975). And it is to the main rules governing the development and behaviour of such bogging that this book is devoted.

The diverse manifestation of the allochthonous bogging can be described with the help of the following two concepts — a type and a mechanism of bogging. The type of bogging is determined by the source of soil waterlogging (surface water, ground water or both, i. e. mixed water). A hydrological influence of the bog, when it grows horizontally, may come about in three ways: replenishment or raising of the ground water table in the adjoining drained forest sites, surface flooding of the latter or both the ways simultaneously. That is why three types of bogging are distinguished: ground, surface and mixed. The first type is most frequent in light-textured soils and parent deposits, whereas in medium- and heavy-textured ones the second and the third types obviously prevail.

Each type of bogging is realised by its own mechanism in accordance with site conditions. The mechanism of bogging is defined a totality and sequence of processes transforming an initially unbogged or weakly bogged soil into a boggy one. The development of any mechanism is favoured by meso- and microrelief, by the stage of evolution and water content in the bog, as well as by the character of a bogged soil profile.

The soil cover bogging is caused by a specific «step-like» type of autodevelopment of organic-gley soils occurring in the moist depressions. With this «step-like» autodevelopment the state of equilibrium of the soil and its environment is never attained. There is a consecutive change in time of different soil types («steps» of the autodevelopment «stair-cases»), and then its break by one of the components of biogeocenosis, i. e. soil metamorphosis. The events take such a course because the boggy biogeocenosis as a whole is progressing in its evolution with its components (ingredients) strongly changing. This continuous chain of transformations of the environment stimulates the step-like autodevelopment of organic-gley soils (organic-gley soil → organic soil →

→mineralizing organic soil). It is completed by metamorphosis which is caused by the autodeveloping (growing and rising) microrelief of a boggy biogeocoenosis.

If the hypothesis of the autochthonous bogging is proved, then the step-like autodevelopment type will turn out to be characteristic of a wide spectrum of mineral soils in humid temperate regions (Dudal, 1953; Allenmüller, 1957; Amerycks, 1960; Fedoroff, 1968; Began et Jamagne, 1971, 1973; Mückenhausen, 1971; Jamagne, 1972, 1978).

Calena is a convenient object when studying the soil cover bogging. The growing geochronal subsoil of soils down the slope with the upper soil a superior importance is known to be the major property of calena (Nye, 1955; Glazovskaya, 1966, 1973). Such type of catenary development may be called «descending». In catenas which are being bogged, at a certain moment a reverse, ascending transport of matter and moisture begins and increases in time, i. e. they move from the supraregual part of the catena to the eluvial one. This trend is caused by the «step-like» autodevelopment of the lower organic-gley soil. The lower soils of calena gradually replace those lying above, and in the process proceeds «freely», there is a complete transformation and disappearance of eluvial soils.

The bogging catena evolution comprises the autodevelopment of its lower soils and metamorphosis of the others occurring due to this autodevelopment. That is why, the bogging of a calena may be regarded as its autodevelopment, which in this case is of a specific «ascending» type. A similar type of catena autodevelopment has been studied in detail in tropics, but the mechanisms providing for the autodevelopment differ essentially in both the cases: in tropics the leading role are mineralogical transformations (Bocquier, 1973; Boulet, 1978) in rather dry pedoclimatic and almost without any effect of organic matter.

The bogging of soil cover, as well as of a catena, goes on as a combination of the following two forms of evolution: autodevelopment of hydromorphic soils (their combinations) in relief depressions and metamorphosis of soils (their combinations) occupying higher topographic positions. The first form causes the development of the second one. That is why, bogging is soil cover autodevelopment.

We assume that further development of bogging as a natural process in boreal humid areas may proceed in two ways: I — self-drying of peaty bogs in time, broad development of mineralizing organic soils, their active decalcation (some blanket-peats of West Europe); II — regressive-flooding evolution (when a great amount of free water progressively accumulates in bogs), a tendency towards eliminations of organic soils and their replacement by boggy lakes with a subsequent increase of a further horizontal growth of bogs and bogging of forest territories.

- Абамов Р. И. Опыт атлантокарпатской классификации болот. — Выходное издание, 1914, № 3.
- Абрамова Т. Г. Карты мелководных болот крайней северо-западной части Ленинградской области. — В кн.: Тезисы болот СССР и приложения к классификации. Л.: Наука, 1974.
- Алексин О. А. К вопросу о морской классификации прибрежных вод. — Тр. Ленин.-Новосиб. ун-та. Сер. 4, 1946 г., вып. 32.
- Алексин О. А. Обшири подзола. Л.: Гидрометеоиздат, 1948.
- Александровский А. П. Голубиные болотные почвы северной тайги. — Русская равнина: Автореферат, ... вып. геогр. наук, М., 1972.
- Аришкин Е. В. Химический процесс в условиях образования болот. — Учен. зап. КГТУ, 1979, вып. 27. Пензенский.
- Артемьев А. Д., Тарульков В. С. Покосные припаводные болотные экосистемы в ландшафтном и географическом отношении. — Учен. зап. КГТУ, 1974, № 5.
- Афанасьев Д. Г. Ветра и ландшафт. М.: Мысль, 1975.
- Афанасьев С. С. Ландшафтные пути. Факторы и пути. М.: Географиздат, 1974.
- Афанасьев Р. Н. Основные черты ландшафтного покрова земли. М.: Мысль, 1970.
- Афанасьев Я. Н. Проволочные и припаводные. — Избр. тр. М.: Наука к печати, 1977.
- Афанасьев Т. Б., Ремезов Г. Д. О разностных признаках вторично-подзолистых почв южной тайги Западной Сибири. — Вестн. МГУ. Сер. 17. Почвоведение, 1974, № 1.
- Бердичев А. П. Географическое и ландшафтно-функциональное закономерности формирования многолетнемерзлых и промывных ландшафтов (на примере Западной Сибири). Автореферат ... д-р. геогр. наук, М., 1979.
- Бердичев А. П., Кузнецов Г. С., Битюк О. И. и др. Типология, районирование и пути классификации ландшафтного покрова болот центральной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Тезисы болот СССР и приложения к классификации. Л.: Наука, 1974.
- Бердичев А. П., Галай Н. Д. О единстве классификации болотных ландшафтов и о типах болот Карелии. — В кн.: Природные ресурсы, история и культура Карело-Финской ССР. — Петрозаводск, 1945.
- Бердичев А. П., Савин, их строение и гидрологический режим. Л.: Гидрометеоиздат, 1970.
- Бига С., Кода Ф., Маки-Кристе Р. Географическая классификация почв. М.: Прогресс, 1977.
- Борисов Г. К., Карасев Ю. И., Коткович Н. Н. и др. Топографическая схема ландшафтного покрова Западно-Сибирской низменности. — Тр. Зап.-Сибир. ГИИ, 1965, вып. 1.
- Борисов Д. Л. Особенности формирования и развития почвенного стока в типичной тайге Западно-Сибирской равнины. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1970, № 6.
- Борисов Д. А. Почвенный стока типичной тайги Западно-Сибирской равнины и его прогноз. — В кн.: Географическое строение Западной Сибири. Л., 1973.
- Борисов В. А., Коткович А. П., Мисюлевский Н. Н. Материалы по изучению процессов заболачивания гнилых лесов в Липинском лесозаповеднике. — Тр. Лесотех. экол., 1974, вып. 4(42).
- Борисов М. И., Галай Ю. А., Побитов А. П. Структурно-геоморфологический анализ и его роль в изучении ландшафтного строения Западно-Сибирской равнины. Тр. Зап.-Сибир. ГИИ, 1970, вып. 37.
- Борисов В. Н. Автономные почвы многолетнемерзлых ландшафтов Тихоокеанского Приобья. Автореферат ... канд. геогр. наук, М., 1973.
- Борисов С. И., Галай Н. П., Кузнецов Л. Ф., Нейландт М. М. Ландшафты на равнине Западной Сибири, его роль в формировании ландшафтного покрова. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1968, № 5.
- Вильямс В. Р. Общие закономерности сечения почвенного слоя. 4-е изд. М., 1978.
- Виноградов А. П., Давыдов А. Л., Лобков В. Н., Маркова Н. Г. Немецкая типология ландшафтных комплексов по радиусу. — Географический, 1969, № 10.
- Виноградов С. С. Географический

- Сибирь. Курс лекций. Западная Сибирь. М., 1966. Геоэкография.
- Герасимов Я. П. Метасрефиз почв и эволюция типов почвообразования. — Почвоведение, 1968, № 7.
- Герасимов Я. П., Голоскоков М. А. Основы почвоведения и географии почв. М.: Географиздат, 1960.
- Горюхов Е. Н., Рогов Н. Н., Рогов Павел А. М. Почвы. — В кн.: Западная Сибирь. М.: Изд-во АН СССР, 1968. (Природные условия и естественные ресурсы СССР).
- Голоскоков М. А. О геохимических принципах классификации природных ландшафтов. — Вспр. географии, 1962, об. 36. Геохимия степей и пустынь.
- Голоскоков М. А. Типы почвенно-геохимических сопряжений. — Вспр. МГУ. Сер. 5. География, 1969, № 5.
- Голоскоков М. А. Почвы Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1972. Ч. 1. Основные свойства и типы почв.
- Голоскоков М. А. Почвы Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч. 2. География почв.
- Горбачев Ф. В. Болотная опегена долины Витимы между реками Сити и Дубас. — В кн.: Особенности болотообразования в некоторых лесных и прилесных районах Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.
- Горбачев А. В. Материалы для познания почв в расчлененности Западной Сибири. — Тр. Омск. ин-та естествознания при Казан. ун-те, 1900, т. 35, вып. 2.
- Горбачев Е. Н. Дыкжало растительности на селере ливной зоны Западно-Сибирской низменности. — Пробл. флор. геогр., 1948, вып. 12.
- Горюхов Е. В. Типы Солонных массивов Ярославского Поволжья. — В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974.
- Гродовская О. А., Рогов А. А. Почвы центральной части Палдайской низменности. — Тр. Поволж. на-уч. АН СССР, 1934, т. 10, вып. 1.
- Гродовская Е. П., Пелевич В. А. Структурные и хемолитоинтервалогенетические системы фаций южнее 6501 км годовых почв Омско-Восточного государственного университета. — Науч. докл. высш. школы. Биол. науки, 1968, № 4.
- Григорьев М., Токмашов Ю. Тропические особенности первичных болот Литовской ССР. — В кн.: Эн- ния болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974.
- Добровольский Г. В., Тимощев В. А. Основные черты рельефа Советского Приобья. — В кн.: Советские Приобья: (Очерки природы и хозяйства). Иркутск, 1975.
- Домин В. И. Топографический режим СССР. М.: Колос, 1972.
- Добровольский Г. В., Айвазовский Г. П., Васильев Е. Р. О почвах и рельефных границах зоны Тихого Приобья. — В кн.: Палеогеографические аспекты изучения природных условий Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1969.
- Домин В. В. Гидрологический режим в истории эволюции бассейна Европейской России, с классификацией русских почв. СПб.: Изд-во, 1906, вып. 1.
- Домин В. В. (Материалы к описанию лесов). СПб.: Изд-во, 1906, вып. 1.
- Домин В. В. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. 4.
- Домин В. В. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. 6.
- Домин В. В., Горюхов Е. Н. Особенности почв средне- и севернотихоокеанского Приобья Сибири (в пределах Тимощевской области). — В кн.: Природные условия Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1971, вып. 1.
- Домин В. В., Айвазовский Г. П., Мельников А. М. Роль и место Спелого моря (Спелое море). Л.: Гидрогосиздат, 1971.
- Домин В. В. Социальное значение, эволюция почв. М.: Прогресс, 1970.
- Жуков Е. М. Климат и рельеф болотообразования. — В кн.: Научные принципы изучения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1971.
- Зайбелевич Ф. Р. Особенности режима и заболачивания заболоченных почв. М.: Колос, 1969.
- Зайбелевич Ф. Р. Палеологическое заболачивание. М.: Наука, 1974.
- Зайбелевич Ф. Р., Зайбелевич В. Г. Гидрологический режим, экологическая оценка и мелиорация заболоченных и заболоченных лесных подзолистых почв с ортосиликатными торфяниками. — Почвоведение, 1969, № 1.
- Зайбелевич Ф. Р., Неронова Р. П. Ортогенез — генезис и дитерогенезные изменения. — Науч. докл. высш. школы. Биол. науки, 1974, № 3.
- Западная Сибирь. М.: Изд-во АН СССР, 1968. (Природные условия и естественные ресурсы СССР).

- Захаров С. А. Курс географии. М.: Г. Гостиздат, 1927; 2-е изд. 1931.
- Зондов А. А. Географическая Зональность Сибирской растительности (покрытая и центральная части). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976.
- Зонд С. В. Почвы. — В кн.: Север европейской части СССР. М.: Наука, 1966. (Природные условия и ресурсы России СССР).
- Зубов Н. А. Хронология климатических колебаний азиатского и Западной Сибири. В кн.: Палеогеография и палеоэкологические изменения в истории Сибири. М.: Наука, 1976.
- Иванов К. Е. Гидрология болот. М.: Гидрометиздат, 1955.
- Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов. М.: Гидрометиздат, 1957.
- Иванов К. Е. Влияние болотных ландшафтов. М.: Гидрометиздат, 1975.
- Иванов К. Е., Шенкова Е. М. Гидрологическое освоение и расчеты гидравлической нагрузки на расширение площадей естественного заболачивания при подтоплении в речных системах. — Тр. Гидрометиздата, 1967, вып. 145.
- Иванов К. Е. Распределение газонных скоков в речных территориях Западной Сибири и некоторые особенности их формирования. — Тр. Гидрометиздата, 1967, вып. 139.
- Иванов К. Факторы почвообразования. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1946.
- Иванов К. и другие. Почвенные горизонты. М.: ВОИ: Почва, вып. 1. Б. В. Дикучана, 1972. Репринт.
- Карамзина Н. А. О процессах географического заболачивания в почвенной покрове тайги Западной Сибири. — В кн.: Природные условия и особенности хозяйственного освоения северных районов Западной Сибири. М.: Наука, 1969.
- Карамзина Н. А. Климатические условия средней и северной тайги Западной Сибири. Почвенный болот, 1973, № 3.
- Карамзина Н. А. Почвы тайги Западной Сибири. М.: Наука, 1973.
- Карамзина Н. А. Морфология и геология процесса заболачивания на лесных породах в средней тайге Западной Сибири. В кн.: Геохимические и почвенные аспекты в изучении ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1973.
- Карамзина Н. А. Типы и механизмы заболачивания заболоченных почв и лесной зоны. — В кн.: Природные условия и хозяйственное освоение болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.
- Карамзина Н. А. Генезис и эволюция вторичного гумусового горизонта в почвах лесной тайги Западной Сибири. — В кн.: Почвообразование и землепользование в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1976.
- Карамзина Н. А. Сильнейшее заболачивание в почвах лесной тайги Западной Сибири и эволюция почвенного покрова в болотном. — В кн.: Почвообразование и землепользование в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1976.
- Кас Н. Я. Вектор вектора шара. М.: Углекислоты, 1961.
- Кас Н. Я. Типы болот СССР и Западной Европы в их географическом распространении. М.: Географизм, 1949.
- Кас Н. Я. Вектор вектора шара. М.: Наука, 1971.
- Кас Н. Я. Географическая эволюция ландшафтов по изменению климата. М.: Наука, 1974. (Тр. ЦИО, вып. 111 СССР, вып. 387).
- Климатология и динамика климата СССР. М.: Колос, 1977.
- Колосов Р. П., Колосов Е. М., Архангельский А. А. Векторы географического ландшафта: географический анализ ландшафтов-географических почв по вторичному гумусовому горизонту Тонского Приобья. — Изв. СО АН СССР, Сер. Биол. науки, 1972, № 15, вып. 3.
- Колосов Р. А. Основы и различия в истории почвенного покрова почвенных (К. исключительной земельной части шара). — Почвоведение, 1966, № 1.
- Колосов Р. А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. 1, 2.
- Колосов Р. П. Динамика болотных процессов с почвенной формой почвенности. (На примере болот Карамзин). — В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. М.: Наука, 1974.
- Колосов Р. П. Роль почвы в развитии территории Советского Приобья. — В кн.: Геохимические Приобья: (Очерки геохимии и экологии). Иркутск, 1973.

- Косарева М. Ф. Древняя культура Томской Нарынской Провинции. М.: Наука, 1974. — То же. Природа, 1979, № 12.
- Косыгина Л. С. Основы учета в почве. СПб., 1911. М. 2. Вып. 1. Общие понятия, почвенные классификации, методы работы в саду степей и зарослевых почвах.
- Кудачев А. Л. К вопросу о росте болот. — Почвоведение, 1937, № 10.
- Кудачев Н. Н. О болотах Нарынского края. — Болотоведение, 1915, № 1.
- Лавр О. Я., Евревич Н. А., Куликов Л. Г. Болоты бассейна центральной части Западно-Сибирской равнины. В кн.: Природные ресурсы Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1976, стр. 8.
- Лурье Н. С., Палашов С. С. К вопросу о южной границе распространения многоотметочных болот в Западной Сибири. В кн.: Исследования в области почвоведения. М., 1956, вып. 5.
- Лыков Ю. А. Заболочивание сенокосов в Томской области. В кн.: Научные и просветительские труды Сибири и Дальнего Востока в связи с ее перешитыми областями. Материалы к выставке, IV юбилейной конференции Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1969.
- Лыков Ю. А. Методические материалы к исследованию и классификации болот Томской области. В кн.: Болота СССР и проблемы их классификации. М.: Наука, 1974.
- Малин В. В. Актуальные проблемы классификации и терминологии в болотоведении. — Там же.
- Морозов Е. М. Почвенные разбои болотных массивов урало-тайга. — Там же.
- Малин Л. М. Изменение рельефа Западной Сибири на северо-востоке ее подпольного режима. — Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1969, № 5.
- Малин Л. К. Дреперирующая способность речной сети Западно-Сибирской равнины под фактор переувлажнения территории. В кн.: Вопросы гидрологии Сибири. Новосибирск, 1975. (Тр. ЗапСибНИИВ; Вып. 8).
- Малин Л. К. Роль современной речной сети в трансформирующей заболочивании территории. В кн.: Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.
- Моисеев А. И. Заболочивание под влиянием сплошных лесозащит. — Почвоведение, 1939, № 5.
- Моисеев Л. С. Атлас увлажненности и заболоченности. Западная-Сибирский район. Омск, 1961.
- Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.
- Новиков М. М. История болот в ландшафтостроении СССР и сопредельных государств АН СССР, 1957.
- Новиков М. М. Морфологический фактор заболочивания. Западная-Сибирский элемент. Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1971, № 1.
- Новиков М. М. Болота Обь-Иртышского междуречья. В кн.: Природные ресурсы бассейна Обь-Иртыш. М., 1972.
- Новиков М. М. Гидрологический процесс в Западной Сибири и сопредельных государствах с точки зрения проблемы. В кн.: Изучение и освоение природных ресурсов. М., 1976.
- Новиков М. М. О смене природных условий в средней части Западной Сибири в последние годы. В кн.: Проблемы в СССР. М.: Наука, 1976.
- Новиков М. М. Характеристики болот — важнейшего современного ландшафтного элемента Западной Сибирской равнины. В кн.: Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.
- Неструев С. С. Почвы и климат арктики. Геогр. вестн., 1922, т. 1, вып. 2/3.
- Неструев С. С. Элементы географии тундры. М.: Л., 1930.
- Никитин Е. Д., Грейсов В. Н. Главные минералы в почвах тундровых ландшафтов Западной Сибири. — Почв. МГУ, Сер. 17, Почвоведение, 1977, № 4.
- Никитин Е. Д., Федоров К. Н. Состав и генезис грунтовых почв тундровой зоны Западной Сибири. — Почвоведение, 1977, № 7.
- Николаевский Е. М. Морфометрический анализ Западно-Сибирской равнины. — Геогр., 1976, № 4.
- Никонов М. Н. Закономерности распределения кислотности и щелочности земель. — Тр. Института географии и географии, 1960, вып. 1.
- Никонов А. А. О терминологии основных понятий болотоведения (Научно-болотный сборник, Вестник, ботаника и др.). — Вестн. журн., 1967, т. 52, № 11.

- Овчинников С. М., Соколов Т. А., Горюхов В. О. Ресурсы млекопитающих в естественных почвах тайги и лесостепей Западной Сибири.— *Известия АН СССР*, 1973, № 12.
- Ольчик В. Н. Геймобриологические условия формирования болот.— В кн. *Натуральные природные условия болот Западной Сибири*. М.: Наука, 1977.
- Орлов В. М. Ход развития тропы лесовосстановления Западной Сибири. М.: Наука, 1969. (Тр. Лесоб. НИИЛП). Вып. 10).
- Орловский Н. П. Исследования по лесному хозяйству, режиму и мелiorации земель и других лесовосстановительных мероприятиях Барановской типовой зоны. Т. 1. Лес. М.: Наука, 1965, т. 47.
- Павлова К. И., Суслов В. В. Оценка плодородия почв и рек на заболоченных территориях.— *Тр. Гос. ун-та, биол. науки*, 1965, вып. 122.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М.: Высш. школа, 1973.
- Полковник В. Е. Возможности применения структурно-географических методов в лесной охоте Западно-Сибирской тайги.— *Красноярск. Кн. изд-во*, 1968. (Тр. СИАИГМС. Вып. 54).
- Полынов В. Б. Врека как фактор лесоразработки. М.: Наука, 1916, № 3/4.
- Полынов В. Б. Ландшафт и почва.— *Природа*, 1925, № 1/3.
- Полынов В. Б. Геохимические ландшафты.— *Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР*, 1963.
- Полынов В. Б. К изучению гумусо-подстильного подстильного слоя в процессе лесоразработки.— *Учен. зап. КГТУ*, 1931, № 146. Сер. биол. науки, вып. 27.
- Полынов В. Б. Подземное питание рек. М.: Гидрометиздат, 1968.
- Почвенно-географическое районирование СССР (в связи с сельскохозяйственным использованием земель). М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Программы Почвенной карты СССР масштаба 1:2500000. Сост. В. М. Орловский, Н. А. Караванов, В. Н. Руденко и др. М.: ВАСХНИЛ. Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 1972. Ротавр. 10.
- Прозоров Ю. С. Типизация и особенности заболачивания местности и болотные воды. В кн. *Обобщенные болотообразовательные*
- которые лесной и предгорных районах Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975.
- Рыжиков Н. И. Учение о заболачивании лесных земель и горной по плодородию в Восточной и Западной Сибири.— *Тр. Ин-та лесов АН СССР*, 1955а, т. 96.
- Рыжиков Н. И. Некоторые типы болот и заболачивание лесов. Томской области. Томск, 1955б.
- Рыжиков Н. И. Типизация и характеристика заболоченных лесов для целей хозяйственной эксплуатации. Томск, 1959, т. 65.
- Рыжиков Н. И. О научных основах классификации болотных биохимических.— В кн. *Типы болот СССР и принципы их классификации*. М.: Наука, 1974.
- Рыжиков Г. Е., Морозов Р. М. Изменения флористических и экологических свойств лесных почв южной Карелии в связи с рубящей лесозаготовкой.— В кн. *Лесные почвы Карелии и их под влиянием лесохозяйственных мероприятий*. Петрозаводск, 1962. (Тр. Карел. фил. АН СССР).
- Районирование территории СССР по основным факторам среды. М.: Наука, 1966.
- Роды А. А. Почвообразовательный процесс и лесоразработка. М.: Гостехиздат, 1947.
- Роды А. А. Ресурсы почвенно-грунтовых вод на территории, подвергнутой воздействию лесозаготовительных и болотных почв.— *Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева*, 1950, т. 28.
- Роды А. А. Почвообразование. М.: Гостехиздат, 1956.
- Роды А. А. Система методов исследования почвообразования. Новосибирск: Наука, 1971.
- Роды А. А., Семенов Н. П. Почвенные почвы террас. Кн. 1.— *Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева*, 1972, т. 19.
- Роды А. А., Сергеев С. П. Почвенная карта СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
- Роды А. А. Почвенная почвенная карта на русском и шведском языках: (Почвенная карта и материалы к изучению контр. почвоведов). М., 1974. Кн. 2.
- Роды А. А. Типы болотных почв и их хозяйственное использование на территории Западной Сибири.— В кн. *Типы болот СССР и принципы их классификации*. М.



- Евразии. М.: Наука, 1977.
- Гербусовская З. С. О некоторых особенностях формирования почвенных морфоструктур Об-Муромского подзола. Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1971, № 6.
- Шарова Ю. И. Кадмау.— В кн.: Земельная кадастра. М.: Изд-во АН СССР, 1913. (Природные условия и развитие почв СССР).
- Aiténmüller H. J. Bodenarten aus Löss im Raum Braunshweig und ihre Veränderungen unter dem Einfluss des Ackerbaus. Thèse Doct. Agr., Soderstr. Univ. Bonn, 1957.
- Amerijckx L. La néo-génèse en Flandre sablonneuse. Une chronoséquence sur matériaux sableux.—Pédologie, 1961, t. 10, N 1.
- Beggs J. C., Jomagne M. Sur la genèse des sols limoneux hydromorphes en France.— In: Pédologie and gleve. Trans. of Caucasus. V and VI of the Intern. Soil Sci. Soc. Weithelm/Bergsh., 1972.
- Bogdanov G. Genèse et évolution de deux toposéquences de sols limonneux de Tchécoslovaquie biogéodynamique. P., 1972. (Mémo. ORSTOM, N 62).
- Boulet R. Modalités d'origine et l'évolution dans les sols tropicaux développés sur granites (Haute-Volta): étude micromorphologique.—Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., 1972, t. 10, N 4.
- Boulet R. Toposéquences des sols tropicaux en Haute-Volta: Equilibres climatiques et bioclimat. —Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., 1975, t. 12, N 2.
- Boulet R. Toposéquences des sols tropicaux en Haute-Volta: Régime et l'équilibre pédobiosphérique. P., 1978. (Mémo. ORSTOM, N 83).
- Brown G., Potts R., Holmgren J. A. Microscopy and electron microprobe analysis of some reintergrown parts from Newfoundland. Canad. J. Soil Sci., 1972, vol. 52, N 4.
- Buchignani B. T. The geography of soil. L., 1978.
- Buchignani T. M. Some aspects of the soil catena concept.—Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 1972, vol. 7.
- Buller H. L. Periodic patterns in landscapes as a basis for soil studies.—Melbourne, 1955. (CSIRO Soil. publ. N 14).
- Coimander A. K. Studien über die Pflanzengemeinschaften. Fennia, 1913, 35, N 3.
- The Canadian system of soil classification. Ottawa: Canada Soil Surv. Committee, 1970. (Canada. Dept. of Agr. Res. Branch, Publ. 1446).
- Chazot A. Observation micromorphologique de la partie supérieure des sols rouges ferrallitiques de Cameroun (Sérénou). Essai d'interprétation de la dynamique actuelle sous couvert forestier. Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., 1972, t. 10, N 4.
- Conick F. de, Lacroix J.-C., Tardieu R., Jomagne M. Dégradation dans les sols associés hydromorphes sur matériaux argilo-siliceux. Exemple des sols de la nappe éolique hourbournoise (France).—Pédologie, 1970, t. 20, N 2.
- Conry M. J., Conick F., Diamond J. J. Some brown podzolic soils in the west and south-west of Ireland. III. Genesis and classification. Proc. Roy. Irish Acad. Ser. B., 1972, vol. 72, N 21.
- Crabtree R. L., Major J. Soil development. II. relation to vegetation and surface age at Glacier Bay, Alaska.—J. Geol., 1955, vol. 43, N 2.
- Crompton F. The environmental and pedological relationships of poorly developed podzols.—In: Vite Congr. Intern. de la science du sol, Paris, 1964. Rapports, vol. E. Commiss. V.
- Dantels R. B., Perkins H. F., Hajek B. F., Gumbel E. E. Morphology of circumscribed phase platonic and criteria for its field identification in the Southeastern United States.—J. Soil Sci. Soc. Amer., 1972, vol. 42.
- Duchon P. Interprétation pédologique d'une classification biologique des sols.—In: 11th Intern. Congr. of soil sci. Edmonton (Canada), 1976, vol. 1. Abstr. of papers presented at Commission sessions.
- Dudal R. Etude morphologique d'une séquence de sols sur limon bousillé.—Agronomie, 1962, vol. 1, N 2.
- Fedorov N. Genèse et morphologie des sols à horizon B texturé en France atlantique.—Sci. sol., 1968, N 1.
- Frenzenner H. P., Wepstein E. P. A synonymy of Podzols in Northern Michigan.—Quart. Mich. Agric. Univ. Agr. Exp. Stat., 1963, vol. 40, N 1.
- Gledhill R., Dun N. G. The association of hydrologic sequence in certain soils of the podzolic zone of North-East Scotland.—J. Soil Sci., 1948, vol. 1, N 1.

- Glossary of terms in soil science. Ottawa, 1976. (Canad. Dept. agr. Res. Branch, Publ. 1459).
- Grisebary P. Handbuch der Heidekultur. Leipzig, 1904.
- Guidet B. Le problème de l'évolution des pédzols végétaux et ses relations avec l'histoire de la végétation.— *Rev. forest. franç.*, 1974, t. 20, N 1.
- Hagberg E. Die Eisenththeorie: Ein neuer Beitrag zur Frage nach der Entstehung der Moränen.— *Mitt. Pfl. Moerve.*, 1912, N 2.
- Hemback H. Über das Alter und die Bildungstauer von Eisenththeorien.— *Zeitschr. Pflanzenzücht.*, Dting. und Bod., 1906, Bd. 23, H. 2.
- Hemback R. J. The origin, formation and distribution of pedzols: results.— *Int. Pest in horticulture*. L. etc., 1975.
- Hesselman H. Om levande rybildade tjernar i Adalens kronopark.— *Geol. Föer.*, i Stockholm förhandl., 1907, 52, 59.
- Hesselman B., Jaggrius von A., Foss L. J. Soil formation in organic soils.— *In: Trans. of the 7th Intern. Congr. of Soil Science, Madison (Wisc.)*, 1960, Amsterdam, 1961, Vol. 4, Chapter. V. Genesis, classification, cartography.
- Jauquie M. Corollères micromorphologiques des sols développés sur formations limonitiques.— *Bull. Assoc. franç. Étude sol.*, 1972, N 1/2.
- Jauquie M. Les processus pédogéniques dans une séquence évolutive progressive sur ferrations limonitiques latiques en zone tempérée froide et humide.— *Compt. rend. Acad. sci. Ser. D.*, 1978, t. 266, N 1.
- Johannsen E. Structure, C-14 age and environment of ar. cultivated pedzol under a peat layer.— *Ann. Acad. sci. Fenn. Ser. A, III. Geol. geogr.*, 1972, N 112.
- Jongers A., Foss L. J. Soil genesis in organic soils.— *Anger and Space*, 1962, vol. 12.
- Lafurque G., Rivet C.-E. *Frays de Feuille. Les Graves de Bordeaux. Relations entre l'évolution géologique et la vocation culturale. Dérivés des Services agricoles de la Gironde*. Bordeaux, 1936.
- Louis A. L'influence de la végétation et de l'homme sur l'évolution des sols sur Moron localisé en Belgique.— *Anal. géol. de l'Univ. sM. i Cuzco (Ch. lesi. Ser. nuova. Sec. 2, c. Geogr.*, 1971).
- Lovel J. Évolution et pédogénèse d'une terre noire tropicale réexistante.— *In: VI Congr. Intern. de la Science du sol. Paris, 1953. Rapports*, vol. E. Comité. V.
- Luders R. Starke entwickelte Podsole unter Eichen-Birkenwald bei Völla im Westlichen Niedersachsen und die Frage nach ihrem Alter.— *Zeitschr. Pflanzenzücht., Dting. und Bodenk.*, 1954, Bd. 107, H. 3.
- Marbot C. J. Soils of the United States: Atlas of american agriculture. Wash., 1933, vol. 10.
- McArthur J. L. Podzolisation in the hatched region on the river Lierwen, Derbyshire.— *East. Midl. Geogr.*, 1972, vol. 5, N 7.
- McKague J. J., Bels G. J., De Kijne C. R. et al. Contained subsurface horizons in soils of Canada.— *In: 11th Intern. Congr. of Soil Sci., Edmonton (Canada)*, vol. 1. Abstr. for papers presented at Commission sessions.
- McKague J. A., Donnan A. W. H., Berings P. K. Iron-manganese and other pans in some soils of Newfoundland.— *Canad. J. Soil Sci.*, 1968, vol. 48, N 3.
- Malinvalde C. Om leran för skogsmarkens förvägning i Norland.— *Nord. stat. skogs(Örskönsst.)*, 1932, h. 20 (1930-31).
- Milne G. A provisional soil map of East Africa.— *East Afr. Agr. Res. Stat.*, 1936.
- Moore T. R. Sesquioxide cemented soil horizons in northern Quebec: Their distribution, properties and genesis.— *Canad. J. Soil Sci.*, 1979, vol. 59, N 4.
- Moss R. P. Soils, slopes and surfaces in tropical Africa.— *In: The soil resources of Tropical Africa: A symp.* Cambridge, 1968.
- Mörkenhausen F. Die Entwicklung der Böden auf den saureisenschiefer Abhängeungen Nordostdeutschlands. Staat. anstaltswissenschaftl. seriat. julk., 1971, N 123.
- Neilson W. D., Daniels N. B., McCracken R. J. Two North Carolina coastal plain catenas.— *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, 1968, vol. 32, N 4.
- Nilgert B. Pedological influence of spruce planted on former beech forest soils in Scania, South Sweden.— *Oikos*, 1971, vol. 22, N 3.
- Rishorff C. C. Fundamental formula of soil formation.— *Amer. J. Sci.*, 1942, vol. 240.

- Wijffers J. C. C. Weathering and soil evolution.—*Soil Sci.*, 1949, 67, N 8.
- Wys P. H. Some soil-forming processes in the humid tropics. 2. The development of the upper slope member of the catena.—*J. Soil Sci.*, 1955, vol. 6, N 1.
- Östlund H. G., Engström L. G. Strukturmått för radiokarbonmätningar. V.—*Radiocarbon*, 1963, vol. 5.
- Purin R. M. S., Willis E. H., Hodge C. A. H. Dating of humic pedoxis by residual radiocarbon activity.—*Nature*, 1966, vol. 203, N 4828.
- Prud'homme V. R. Problems of soil history. Podzol development at Grouland and Torr townlands, County Antrim, Northern Ireland.—*J. Soil Sci.*, 1959, vol. 6, N 2.
- Robinson G. W., Hughes E. G., Roberts E. Podzolic soils of Wales.—*J. Soil Sci.*, 1949, vol. 3, N 1.
- Romens J. C. C. The origin of the L- and E<sub>1</sub> horizons of podzolic soils in North-East Scotland.—*J. Soil Sci.*, 1962, vol. 13, N 2.
- Rouillon A. Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes; les sols à profil calciné différentiel des plaines de la Basse Moulouze.—*Bull. Assoc. franç. Étude sol.*, 1960, N 3.
- Rouillon A., Millot G., Waton D., Paquet H. L'épénie par la calcine dans les microclimats calcinés des pays arides.—*In: 11th Intern. Congr. Soil Sci. Edmonton (Canada)*, 1972, Vol. 1. Abstr. for papers presented at Conference sessions.
- Scherpsschel H. W., Tamers M. A., Pieltig F. Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierungsmethode.—*Zschr. Pflanzenkrankh., Pflanz. und Bodenk.*, 1969, Bd. 139, H. 1.
- Seusermann G. Inhibitory effects of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide.—*Nature*, 1956, vol. 212, N 5062.
- Shaw C. A. Profile development and the relationship of soils in California.—*In: First Intern. Congr. Soil Sci.*, Wash., 1927, Wash., 1928, Proc. and papers, vol. 4.
- Séférian C. Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun: Variations pédologiques et morphologiques du solon équatorial au milieu tropical. P.—*Mém. ORSTOM*, N 66).
- Sjörs H. Successional trends in boreal peatland.—*In: Proc. 5th Intern. Peat Congr.*, Poznan, 1970. Warszawa, s. 2, Vol. 2.
- Soil taxonomy. Soil conserving service. U. S. Dept. Agr. Agr. handb. N 433. Wash., 1975.
- Stella P. C., Wright I. R. Modern concepts of the genesis of podzols.—*Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, 1958, vol. 23, N 2.
- The System of soil classification for Canada. Ottawa, 1974 (Canada, Dept. Agr.).
- Tamers M. Markstudier i del nordsvenska landskapsområdet.—*Meddel. Statens Sjöfiskerisökonstall.* Stockholm, 1920, N 17.
- Tamers M. Northern coniferous forest soils. Oxford, 1950.
- Tournois R., Louis A. La dégradation des sols limoneux sous peuplier dans les forêts de la forêt de Soignes (Belgique).—*Ann. Inst. Stud. si ren. peul.*, Bucaresti, 1971, vol. 23.
- Tureaud L. P. Modes d'humification et de différenciation pédologique dans deux lacs, zones guyanaises. P.—1977 (Mém. ORSTOM, N 66).
- Vesari Y. Soils of the vegetational history of the Kuuksuo District (North East Finland) during the late-quaternary period. IV. The age and origin of some present-day vegetation types.—*Ann. bot. fenn.*, 1935, vol. 2, N 2.
- Wang C., Bess G. L., McKague J. A. Site characteristics, morphology and physical properties in selected old-stein soils from the maritime provinces.—*Canad. J. Soil Sci.*, 1976, vol. 56, N 2.
- Williams C., Yenton D. H. An experimental investigation of redoxing in deep sand.—*Geoderma*, 1977, vol. 17, N 3.
- Yenton D. H. Weathering and soil development through geologic time.—*Bull. Int. Council Sci. Sect. G.* 1963, vol. 11, N 2.
- Yenton D. H. Soil-forming processes in time and space.—*In: Pedopedology: Origin, nature and dating of pedomorphs. Pap. Symp.*, Amsterdam, 1970. Aug. N. Y., 1971.
- Yang S. The soil catena: a systematic approach.—*In: International geography 1972. Papers submit to the 22 Intern. Congr. Geogr.*, Canada. Univ. Toronto Press, 1972, vol. 1.

# СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                             |     |
|-----------------------------------------------------------------------------|-----|
| Предисловие                                                                 | 5   |
| Современные эволюционные представления в почвоведении и географии почв      | 9   |
| Метаморфизм и саморазвитие почв и почвенного покрова                        | 9   |
| Эволюция заболачивания почв                                                 | 30  |
| Природные условия тайги Западной Сибири и их развитие в геологическое время | 45  |
| Общие природные факторы заболачивания                                       | 46  |
| Палеогеография тундры                                                       | 65  |
| Общая схема развития заболачивания, категориальный процесс и его динамика   | 68  |
| Формы, типы и механизмы заболачивания                                       | 69  |
| Динамика заболачивания                                                      | 67  |
| Заболачивание на легких породах в средней тайге                             | 72  |
| Сытошный ареал                                                              | 72  |
| Категия почвенно-грунтового заболачивания                                   | 89  |
| Подкласс А1. Гумусовые автономные                                           | 90  |
| Подкласс А1—Вз. гумусовые пластичные                                        | 98  |
| Подкласс А1. Вз. гумусовые пластичные с глубоким маломощным органоидом      | 110 |
| Подкласс А1. Вз. гумусовые пластичные с глубоким маломощным органоидом      | 110 |
| Подкласс торфянистые с мягким органоидом                                    | 124 |
| Возникшие хатаны с жестким органоидом                                       | 142 |
| Эволюция почвенного покрова в течение                                       | 156 |
| Заболачивание на тяжелых породах в средней тайге                            | 168 |
| Ареал Ниль-Ях                                                               | 183 |
| Категия лесообразного заболачивания                                         | 177 |
| Глееземы чистые дифференцированные                                          | 181 |
| Глееземы чистые дифференцированные торфянистые                              | 189 |
| Глееземы болотные торфянистые                                               | 194 |
| Торфяники переходные среднекислые                                           | 201 |
| Развитие хатаны полужесткого заболачивания                                  | 202 |
| Категия грунтово-и мелкоземаго заболачивания                                | 210 |
| Глееземы чистые дифференцированные грунтово-глеевые                         | 212 |
| Глееземы чистые дифференцированные грунтово-глеевые                         | 216 |
| Глееземы болотные торфяные                                                  | 223 |
| Развитие хатаны грунтово-и мелкоземаго заболачивания                        | 226 |
| Эволюция почвенного покрова в течение                                       | 237 |
| Заболачивание в свете общей теории эволюции почв                            | 243 |
| Ступенчатое саморазвитие почв                                               | 243 |
| Два основных типа метаморфизма почв                                         | 261 |
| Возникшее саморазвитие почв                                                 | 270 |
| Заключение                                                                  | 276 |
| Литература                                                                  | 286 |

## CONTENTS

|                                                                 |    |
|-----------------------------------------------------------------|----|
| Preface                                                         | 5  |
| Modern evolution concepts in soil science and in soil geography | 9  |
| Metamorphosis and development of soils and of soil cover        |    |
| Evolution of soil bogging                                       | 30 |

