АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Институт географии
ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
Institute of Geography

N. A. KARAVAEVA

BOGGING AND THE EVOLUTION OF SOILS

PUBLISHING HOUSE «NAUKA» MOSCOW 1982

Н. А. КАРАВАЕВА

ЗАБОЛАЧИВАНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · МОСКВА · 1982

УДК 631.472

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

Монография написана на основе многолетних лабораторных работ и почвенного покрова в болотной тундровой области. На основании большого оригинального материала по таежной зоне Западной Сибири и обобщения литературных данных исследованы разные формы, типы и механизмы заболачивания, роль органического вещества в эволюции почв, этапы трансформации почвенного покрова в голоцене и с прогнозом на будущее. Выявленные закономерности заболачивания рассмотрены в свете общей теории эволюции почв.

Рисунков 50, таблиц 64, библ. 254 назв.

Ответственный редактор
доктор географических наук
П. О. ТАРГУЛЯН

Karpachevich N. A. Bogging and the Evolution of Soils.
M.: Nauka, 1982.

Basic regularities revealed in the processes of soils and soil cover bogging in boreal 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, autodevelopment 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. 50, Tables 64, Bibl. 254

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

К $\frac{3802020000 - 088}{055(02)-82}$ 791—82. Кн. 2

© Издательство «Наука», 1982 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема эволюции — фундаментальная проблема наук о Земле. Изучение многообразных направлений развития природы и ее компонентов, форм и скорости эволюции, ее последовательных этапов и условий среды, контролирующих и определяющих 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, развивавшихся в сложной палеогеографической 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 в целом.

Почва является естественноисторическим телом, формируемым природной средой, изменяющимся при изменении последней и таким образом отражающим и фиксирующим, насколько допускают его свойства, не только собственную историю, но и историю развития ландшафта. Поэтому наиболее полное географогенетическое познание собственно почв и почвенного покрова включает историко-эволюционный подход; вместе с тем почва может быть инструментом для изучения истории природной среды в целом.

Заболачивание — одно из направлений эволюции ландшафта и почв, проявляющееся в разных ландшафтных зонах Земли, но наиболее широко в условиях бореального гумидного климата таежной зоны, где сочетание природных условий оптимально для его возникновения и развития. Общая площадь заторфованных земель в мире (с мощностью торфяного слоя более 40 см) составляет около 150 млн. га, большая их часть приурочена к бореальным областям. Наиболее велика площадь таких земель в СССР — 64%; общей площади. На долю Финляндии приходится 12%, Канады — 9%, США (без Аляски) — 5% (Hammond, 1975). Именно в бореальной гумидной области заболачивание протекает во всем многообразии, и его значительная скорость и широкая пространственная выраженность позволяют 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 замене высокопродуктивных лесных ландшафтов с интенсивным водообменом и биологическим круговоротом малопродуктивными болотными ландшафтами с сувенными и заторможенными биологическими круговоротами и влагообменом, выходит из сферы хозяйственного использования большие площади 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 болотоведов и почвоведов существенно различен. Доказанные и общепринятые в болотоведении положения о суходольном происхождении большей части болот бореальной гумидной области и осушествлении заболачивания суходолов в двух формах — автономного заболачивания логов и горизонтального роста болот — остаются для почвоведов во многом неясными, гипотетическими или даже совсем не обсуждаемыми.

Собранные к настоящему времени материалы по заболачиваемым почвам достаточно обширны, разработаны и некоторые типологии, касающиеся рассматриваемой проблемы. Механизм же явлений, 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 обратимый процесс (на лесосеках, вырубках, гарях).

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

Из сказанного следует, что проблема заболачивания очень важна и в теоретических, и в прикладных аспектах, но практически в почвоведении не разработана. Особенно остра 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 имеющихся в мировой литературе данных по заболачиванию и общей теории эволюции почв позволили выделить в проблеме заболачивания четыре частные теоретические задачи:

— выявление внешних (ландшафтных) и внутренних (почвенных) причин заболачивания;

— выявление почвенно-генетической сущности и географии основных типов и механизмов 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 эпиевклих 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 (Пейштадт, 1970). Поэтому для изучения заболачивания Западная Сибирь представляет собой по существу глобальную модель этого природного процесса.

В основу нашего 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 И. П. Герасимова, В. Б. Сочавы и М. И. Пейштадта. Маршрутами было охвачено следующие районы: в северной тайге — бассейны Сыни и Вогулки, в средней тайге — бассейны Северной Сосьвы и ее основных притоков, Конда-Сосьвинский водораздел, широтный отрезок Оби, западная часть Важского материка и водоразделы Вах-Тымского междуречья, в южной тайге — бассейны Оби, Иксы, Чарабели и Бакчара, нижнее Приобье и в подтайге — водоразделы Чая и Шегарки, а также Шегарки и Оби.

Первые разделы предлагаемой вниманию читателя книги, освещающие общие вопросы — природные предпосылки и основные закономерности заболачивания почв, написаны 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, иллюстрирующих и локализующих развитие заболачивания на примере конкретных почв и катен, отнесть весь имеющийся фактический материал не представлялось возможным

из-за его обширности; мы отобрали с этой целью ту часть его, которая касается среднетаежной подзоны. Такой отбор был продиктован тем соображением, что средняя тайга характеризуется оптимальными условиями для развития заболачивания, а также тех, что материалы по южной тайге уже были частично опубликованы (Кароцева, 1978а, б), и мы ограничились их использованием в общих разделах и при частных научных выводах.

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, Е. Л. Любимовой, Л. К. Малек, Л. А. Симаковой и К. И. Лапшиной, участие которых в экспедициях во многом способствовало их успешному проведению. Мы выражаем также глубокую благодарность академику И. П. Герасимову за постоянное внимание к проводимым в Западной Сибири работам и доктору географических наук В. Ю. Тарнуздину за научную поддержку на всех этапах исследования.

СОВРЕМЕННЫЕ ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ В ПОЧВОВЕДЕНИИ И ГЕОГРАФИИ ПОЧВ

Эволюция почв и почвенного покрова до сих пор остается 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 — освещение и анализ основных в почвоведении эволюционных идей, из которых одни общепризнанны и широко используются, а другие в значительной мере новые и дискуссионные. Более узкая его задача — выяснение места и теоретической сущности эволюции забайкальских почв, что необходимо для интерпретации конкретного материала, приведенного в дальнейшем тексте.

Следуя традиционному применению термина «эволюция» в естественных науках (развитие природы вообще), в данной работе мы используем его для обозначения обеих 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 данного В. В. Докучаевым (1951, с. 406) определения почв как функции пяти факторов почвообразования — климата, рельефа, почвообразующей породы, живых организмов и времени. Функциональная зависимость почвы от этих пяти природных факторов предполагает ее эволюцию при изменении одного или нескольких из них. В дальнейшем число факторов почвообразования было увеличено. С. С. Афанасьев (1930) и Г. Иенни (1948) предлагали включить в их число грунтовые воды, а А. А. Роде (1947) — грунтовые, почвенные и поверхностные воды, а также земное тяготение. В настоящее время мощным фактором почвообразования признается антропогенный, воздействие которого возрастает одновременно с расширением хозяйственной деятельности человека.

Метаморфоз почв

При изменении фактора (факторов) почвообразования непосредственной причиной эволюции является несоответствие процессов и свойств почвы изменившейся природной среде. В относительно равновесной (или квазиравновесной) системе: факторы почвообразования → почвообразовательные процессы → свойства почв в результате изменения исходных факторов нарушается состояние равновесия. Это обусловливает эволюцию почвообразовательных процессов в направлении приобретения почвой новых свойств, соответствующих новому сочетанию факторов, т. е. на восстановление квазиравновесия системы.

Метаморфоз почв, вызванный изменением факторов почвообразования, является наиболее очевидным и общепризнанным положением теории эволюции почв. Его правомерность была многократно доказана на конкретных природных объектах, и она никогда не вызывала дискуссий. Однако терминология, используемая разными исследователями для отражения понятия «метаморфоз», несмотря на его однозначный смысл, весьма различна: метаморфоз (Захаров, 1927; Неуструев, 1930; Кубл, 1978), метаморфизм (Афанасьев, 1930; Герасимов, Глазовская, 1960), эволюция под влиянием внешней причины (Роде, 1947), большой цикл развития почвы (Розанов, 1951), параметаморфоз (Герасимов, 1968; Фридланд, 1972), регрессивная эволюция (Дюшофур, 1970), собственно эволюция (Таргульян, Александровский, 1976).

Наиболее частой причиной метаморфоза почв является изменение двух факторов — рельефа и климата (Герасимов, Глазовская, 1960). Роль биоты также очень велика, но ее перестройка обычно является следствием изменений двух первых факторов.

Рельеф может быть «зрелым» и «незрелым». В последнем случае он развивается одновременно с почвой и служит причиной ее непрерывной эволюции — экзогенетический фактор по В. М. Фридланду (1976). Этот аспект связи развития рельефа и почв был детально изучен С. С. Неуструевым (1922) и получил широкое освещение в ряде исследований (Marbut, 1928; Кубл, 1973; Бокс и др., 1977). Цикличности проявления процессов денудации и аккумуляции и их роли в развитии ландшафтов и почв посвящена теория *K*-циклов Батлера (Butler, 1959), широко используемая, особенно при палеопедологических построениях. И. П. Герасимов (1968) полагает, что наиболее мощным фактором непрерывного обновления почвенной толщи являются тектонико-геоморфологические процессы. В связи с этим в геологически короткое время в большей части случаев происходит замена всех древних почв более молодыми. Поэтому почвообразовательные процессы по скорости развития занимают как бы промежуточное положение между биологическими и геологическими процессами.

Среди условно независимых факторов почвообразования (ус-

ложность 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 пульсацией некоторых современных ледников); длительные — 1760 лет (вычисляемые по отложению ленточных глин), несколько тысяч лет (выделяемые по характеру слоев торфяников), десятки и сотни тысяч лет (связанные с ледниками и межледниковыми периодами). В. А. Ковда (1973) выделяет еще циклы 25- и 100-летней длительности. При известной амплитуде колебаний климата и их длительности климатические изменения получают 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 «порог устойчивости», 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 взаимокомпенсации факторов почвообразования, из которого вытекает, что изменение воздействия одного из факторов в известных пределах может компенсироваться противодействием другого (Глазовская, 1972). Например, биогеоценоз верхового болота, сформировавшийся в гумидных таежных условиях, может без заметных изменений существовать в условиях лесостепи благодаря сочетанию засушливости климата влаголюбивой древесной растительностью и торфяным субстратом (болото Татарский рям в Западной Сибири (Пейпиндт, 1972)). Но подобная взаимокомпенсация действует лишь 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 возникают изменения процессов, а затем и свойств, т. е. начинается ее метаморфоз (Глазовская, 1972).

Саморазвитие почв

В определении почвы, данном В. В. Докучаевым, время также выступает как фактор почвообразования. Из этого следует, что почвы находятся в состоянии непрерывного развития и изменения во времени и что даже при полной стабильности и стабильности всех остальных факторов почвообразования две почвы (или 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. Коссовичем (1911), считавшим, что с развитием процесса почвообразования во времени, при постоянстве остальных факторов, в нем возникают внутренние противоречия, что «в счет за собой постоянное... накопление в почвообразовательном процессе и может привести к смене одного почвенного образования другим» (с. 6). Развитие почв во времени А. А. Роде (1947) назвал саморазвитием почв. Он же рассматривает время как «некоторый множитель, на который должно умножаться действие 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 в почвоведении. Для ее разработки необходимы обширные и глубокие знания о процессах почвообразования — должной силе 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 (миграция и аккумуляция легкорастворимых солей, некоторые процессы органогенной аккумуляции и др.).

Некоторые из таких процессов можно моделировать в условиях эксперимента. В качестве примера подобных экспериментов можно назвать моделирование засоления-осолодения К. К. Гедройцем, процесса рубефикации Вильямсом и Яалоном (Williams, Yaalon, 1977) и др. Определенную информацию о быстро протекающих в почве современных процессах дают и данные мониторических наблюдений. Однако число процессов, доступных для изучения или моделирования, невелико. Большая часть почвенных процессов протекает медленно, в течение сотен, тысяч и десятков тысяч лет (Аммаль, Тартульяк, 1974), и поэтому они недоступны для непосредственного изучения. Представления о таких процессах фактически являются гипотезой, опирающейся на знания о свойствах почв, т. е. о конечном результате процессов. Для ее построения исследователь располагает ископаемыми процессы, которые могут привести к формированию того или иного свойства. Но большой частью прийти к однозначному решению при этом нельзя. Один и тот же результат (свойство почвы), как правило, является следствием разных механизмов развития (почвенных процессов).

При недоступности процесса для непосредственного изучения эта объективная трудность всегда имеет место, но накопление все большего материала о свойствах почв, анализ географо-генетических взаимосвязей и аналогий тем не менее помогают формированию определенных представлений о сущности, характере развития, скорости и конечных результатах тех или иных почвенных процессов.

Концепция саморазвития почв основывается на представлении о необратимости почвообразовательного процесса, о его незамкнутости. Впервые на связь этих понятий обратил внимание почвовед Б. Б. Полынов (1916), подчеркивший необрати-

жесть трансформации первичных минералов в почве. Эта проблема впоследствии была проанализирована А. А. Роде (1947), который показал, и в некоторых аспектах предположил, что процессы превращения первичных и вторичных минералов и органического вещества в почве, так же как и процессы перемещения вещества в почвенном профиле, в условиях трех основных типов водного режима — промывного, периодически промывного, выщелачивающего — имеют необратимый характер. Цикличность многих почвенных макропроцессов сглаживает тенденцию к обратимости, но после каждого цикла в почве возникают остаточные изменения, которые и составляют прогрессивно развивающийся общий почвообразовательный макропроцесс (Роде, 1971).

С позиций обратимости и необратимости почвообразовательных процессов Яалон (Yaalon, 1971) подразделяет их на три группы: обратимые (саморегулирующиеся), метастабильные и необратимые самозакончивающиеся процессы. Под обратимыми процессами (образование мощных и гелевых горизонтов) он понимает быстро текущие процессы, всегда соответствующие природной обстановке и быстро исчезающие при ее изменении; об обратимости в полном смысле слова, т. е. с замкнутым циклом превращения и миграции веществ, Яалон не говорит. Выделяя группу метастабильных процессов, Яалон предупреждает «об условности термина «метастабильный» и впервые, по-видимому, употребляет термин «квазиравновесие» для характеристики зрелых почв. Особый интерес представляет третья группа — самозакончивающиеся процессы, к которой отнесены, в частности, процессы выветривания и те процессы, при действии которых образующиеся продукты изменяют внутреннюю среду, вызывая прочную дезинтеграцию этих процессов (например, оглинивание глины и создание водонепроницаемого горизонта в профиле). В этой же группе Яалон рассматривает и аккумулятивные почвообразующие процессы. Можно заключить, что третью группу составляют процессы, которые сопровождаются значительной потерей, аккумуляцией или перераспределением вещества в почвенном профиле.

Интересно, что между рассмотренными выше группами почвообразовательных процессов и типами природных процессов, выделенными Д. Л. Армандом (1975), прослеживается некоторая аналогия. Например, тип «затухающий природный процесс» (достижение профиля равновесия реки) можно в известной степени аналогизировать с метастабильными, или квазиравновесными, почвенными процессами, а природные процессы, развивающиеся до полного завершения, не располагающие ограниченным запасом вещества или энергии, — с необратимыми самозакончившимися 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-

является рядом исследователей (Арманд, Таргульян, 1974; Соколов, Таргульян, 1976). Они первые ввели понятие о характерном времени протекания почвенных процессов и образования формируемых ими свойств. Выделяются быстро текущие процессы и лабильные свойства, медленно текущие процессы и консервативные (устойчивые) свойства. Каждый зрелый почвенный профиль рассматривается как арена взаимодействия квазиравновесных (уже почерпавших характерное для них время) и явно незакончившихся процессов, с большим характерным временем их развития.

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

Этапы саморазвития почв. Развитие почв во времени при относительной стабильности остальных факторов почвообразования обычно подразделяется на два последовательных этапа: 1) развитие от нуль-момента — незамещенной материнской породы — до образования зрелого профиля, в какой-то мере равновесного со 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 нуль-момента (термин Г. Иенни (1948)), когда материнская порода подвергается воздействию факторов почвообразования. Тренд этого этапа — приобретение почвой соответствия с природной средой. Почва проходит ряд стадий развития, которые осуществляются относительно быстро и завершаются достижением квазиравновесия (по мнению некоторых исследователей, полного равновесия) со средой.

Этот этап в жизни почв был многократно наблюдаем и описывался 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: недозолистых и черноземных почв на известняках (Захаров, 1927; Роде, 1947) и ряда: молодая рендзина→эрозионная рендзина→альпийская гумусовая почва (Дюшофур, 1970).

Первый этап саморазвития почвы получил в литературе разное терминологическое выражение, хотя, повторяем, понятийный смысл его одинаков: развитие почвы, или онтогенез (Захаров, 1927); формирование почвы, или начальный период саморазвития (Роде, 1947); малый цикл жизни почвы (Ремезов, 1951); эволю-

генез (Lozet, 1956); саморазвитие, или онтогенез (Герасимов, Глазовская, 1960); прогрессивная, нормальная или поступательная эволюция (Дюшофур, 1970); направленное саморазвитие (Тартуликов, Александровский, 1976).

Следует обратить внимание, что некоторые авторы используют термин «саморазвитие» только для обозначения этого этапа жизни почвы. Для обозначения почв этого этапа также применялись разные термины. Впервые термины «детство» и «молодость» почв употребил С. А. Захаров (1927). Затем Шоу (Shaw, 1928) предложил выделять пять ступеней зрелости почв: грубая неразвитая, молодая слабовыветрелая, незрелая умеренно выветрелая, полузрелая значительно выветрелая, зрелая. Лозе (Lozet, 1956) назвал эти почвы ювенильными. Несколько позже стали также употреблять термины «незрелые» (Нейштадт, 1948) и «молодые» почвы (Дюшофур, 1970; Боул и др., 1977).

Первый этап в жизни почвы заканчивается и сменяется вторым этапом, когда она приходит в состояние относительного 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 генетические горизонты. Для разных положений в рельефе и разных пород полнота развития профиля выражена в различной степени. Такие почвы и служат эталонами для суждения о зрелости или незрелости почвенного профиля. Г. Нейштадт (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. Тартуликов и А. Л. Александровский (1976). Зрелый профиль, как указывают эти авторы, называют профилем, наиболее полно отражающим действие среды, факторов-почвообразователей, или, иначе, профиль, в котором под действием факторов среды и вызванных ею почвообразовательных процессов сформировалось наибольшее количество устойчивых свойств, отражающих эту среду и эти процессы. Это значит, что многие из обратимых процессов полностью или почти балансируются, необратимые процессы или заканчиваются полностью, или сильно снижают интенсивность (с. 59). Термин «зрелая почва», введенный С. А. Захаровым (1927), наиболее употребим в зарубежной литературе для таких равновесных или почти равновесных почвенных образований (Nikiforoff, 1942, 1949; Нейштадт, 1948; Bunting, 1956; Дюшофур, 1970; Боул и др., 1977).

В качестве синонимов употреблялись и употребляются и другие термины: полная почва (Неуструев, 1930), климакспан почва (Дюшофур, 1970; Bunting, 1973), зональная почва (Дюшофур, 1970; Боул и др., 1977), педоклимакс, эдафический климакс (Дюшофур, 1970), нормальная почва (Боул и др., 1977). Равнообра-

ние терминологии связано в данном случае не только с недостаточной разработанностью проблемы, но и с различным пониманием сущности второго этапа саморазвития почв.

К трактованию 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. застывшего климакса (Иванов, 1948; Nikiforoff, 1949; Дюшофур, 1970; Bunting, 1973; Боул и др., 1977).

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

3. Поступательное развитие зрелой почвы продолжается, но в отличие от первого этапа оно значительно замедляется (Роде, 1947). Сходный взгляд был высказан, по-видимому, Хаалой (Yaalon, 1971), который назвал состояние зрелой почвы «квазиравновесием» (т. е. «кажущимся» равновесием). А. А. Роде сделал весьма осторожное предположение относительно возможного тренда саморазвития основных групп почв, оцениваемых сейчас как «зрелые»: для подзолистых почв (промывной режим) — заболачивание, для черноземов (непромывной режим) — прогрессивное накопление гумуса и кальция, для сухих почв (выпотной режим) — прогрессивное накопление солей и засоление толщи.

4. Зрелая почва находится в состоянии равновесия или квазиравновесия со средой (приставка «квази» — в данном случае придается смысл «около»). Это состояние, в которых характеристики почвы не меняются совсем, или колеблются около среднего значения, или меняются очень медленно (Соколов и Таргульян, 1976).

Сопоставление этих разных подходов показывает, что первый является антиподом второму и третьему; второй и третий идейно 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); антигенная эволюция (Nikiforoff, 1949); часть малого цикла жизни почвы (Розанов, 1951); эндогенез (Lozet, 1956); автометаморфоз (Герасимов, 1968); квазиравновесное существование (Соколов и Таргульян, 1976).

Изучение эволюции заболачивания почв и конкретный материал работы являются подтверждением и развитием идеи поступательного характера почвообразовательного процесса в «эре-

лей» почве (по А. А. Роде). Однако это не означает, что подобный характер развития является всеобщим и справедлив 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 равновесном, 2) медленно и поступательно саморазвивающемся.

В ряде зарубежных публикаций, посвященных конкретным рядам саморазвития почв, отражена идея поступательного характера почвообразования в зрелой почве. Таких работ немало, и датировать их все же представляется возможным. Но поскольку рассматриваемая проблема имеет прямое отношение к эволюции заболачивания, мы ниже остановимся на тех из них, которые, с одной стороны, включают более очевидный и четкий критерий и, с другой — характеризуют разную биоклиматическую обстановку.

В умеренной гумидном зоне изучен несколько подобных рядов почв. В Северной Франции на карбонатных лёссовидных суглинках последовательность саморазвития почв следующая: буроземом карбонатный→буроземом с комбиковым горизонтом B→бурая лессивированная с аргилликовым горизонтом B→лессивированная→лессивированная слабодеградированная с псевдоглеем→→лессивированная гидроморфная глееватая с фрежипане→→лессивированная гидроморфная типа планосоли (Fedoroff, 1968; Begon, Jamagne, 1971; 1973; Jamagne, 1972; Conink, 1976). Три последних члена ряда появились в результате саморазвития за постатлантическое время, четвертый (лессивированная почва) в все преддущее за предшествующий период, длительность которого проблематична (Jamagne, 1972).

Предполагается, что начале почвообразования может относиться к рисс-вюрмскому межледниковью, однако это вызывает сомнение, так как рассматриваемая территория впоследствии являлась перигляциальной зоной и не могла не испытать существенной трансформации форм рельефа и поверхностных отложений, связанных с валовой переработкой и аккумуляцией лёссовых толщ (Fedoroff, 1968). Жамань (Jamagne, 1978) полагает, что в рассмотренном ряду можно выделить три фазы саморазвития почв, каждая из которых характеризуется несколькими основными процессами, подготавливающими условия для наступления следующей фазы: 1) фланное каолинизация, декарбонатизация, оглинивание; 2) элювиально-иллювиальная дифференциация, образование в тонких фракциях разбухающих минералов; 3) оглеение, образование горизонта типа фрежипане.

В одной из работ (Conink, 1975) разобран «фрагмент» подобного саморазвития, а именно процессы, способствующие и в настоящее время углублению более древних явлений в плиоценовую толщу. Подобный ряд саморазвития на лёссовидных суглинках

был описан и применительно к другим территориям Западной Европы (Dudal, 1953; Altemüller, 1957).

Для ФРГ Мюккенхаузен (Mückenhausen, 1971) описал ряд саморазвития на хаотических ледниковых отложениях: кислый буроозем→оподзоленный буроозем→буроозем-псевдоглей. Он полагает, что второй член ряда сменил первый в результате естественного развития почвообразования под пологом дубово-букового или дубово-березового леса. Появление третьего члена связано с формированием слабоводопроницаемого иллювиального горизонта в профиле оподзоленного буроозема. Развитие этого ряда укладывается в определенный временной интервал: от начала голоцена (около 10 тыс. лет назад) до начала интенсивной вырубки лесов на рассматриваемой территории, которое датируется бронзовым веком (на границе суббореала — субатлантики, 2—3 тыс. лет назад). Таким образом, этот трехчленный ряд развивался на протяжении всего 7—8 тыс. лет. Можно предполагать, что наиболее длительной была стадия оподзоленного буроозема.

На северо-восточной Шотландии имеются данные о происходящем с начала голоцена саморазвитии следующего ряда почв на легких породах (супесь – легкий суглинок) под дубово-сосново-березовым лесом: бурая лесная→бурая подзолистая→подзол с плотным горизонтом В. Сопоставив данные спорово-пыльцевого анализа и археологическую датировку (стоянки мезолитического времени), Романс (Romans, 1962) пришел к выводу, что начало формирования подзола (и уплотненного горизонта В) относится к концу атлантического периода и началу суббореального (около 5 тыс. лет назад) и что степень уплотненности горизонта В является функцией времени (подробнее особенно важно с позиций саморазвития почв).

На песчаных отложениях Белоруссии изучен ряд саморазвития при неглубоком залегании (1,5—2 м) почвенно-грунтовых вод (Аверочкин, 1960). Мы рассмотрим часть этого ряда, в которой, по Эмерикусу, саморазвитие почвы обязано только саморазвитию биогеоценоза — дубово-березового леса. Изученный ряд представлен следующими почвами: регозем→бурая почва→бурая лессивированная почва→подзолистая почва→преподзол. Временной интервал, в который укладывается этот ряд, составляет 7—8 тыс. лет (начало голоцена – бронзовый век). Появление последних членов ряда вызвано антропогенным изменением растительности.

Таким образом, рассмотрены четыре случая саморазвития почв, описанных для сходных биоклиматических условий (умеренная гумидная зона), но несколько различающихся по характеру материнских пород, отсутствию или наличию грунтовых вод. Несмотря на литологические различия и, возможно, ряд других локальных различий, в рассмотренных рядах прослеживается в общем сходный тренд саморазвития почвообразования. Вначале из слаборазвитой почвы (стадия A_0 – C была, конечно, выражена во всех рядах) формируется бурая недифференцированная почва;

этем в ней начинает проявляться элювиально-иллювиальная дифференциация (лессиваж, оподзоливание), в результате которой формируется иллювиальный горизонт, со временем приобретающий все большую плотность и водонепроницаемость. Подобное развитие горизонта В приводит в конце концов к превращению в профиле процессов элювиания, также усиливающихся с течением времени и значительно трансформирующих (в том или ином направлении) свойства профиля, сформировавшегося в предшествующую элювиально-иллювиальную фазу развития.

Следует отметить, что в этих рядах саморазвития, состоящих в основном из почв с вполне сформированным профилем (зрелых), очень трудно выделить почву, соответствующую понятию «квазиравновесная почва». Используя преимущество ретроспективного взгляда, можно сказать, что каждая из этих зрелых почв была квазиравновесной для своего временного среза, длящегося, 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, судя по продолжающейся современной трансформации профиля, он сменится 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 земного шара и теоретически нуль-момент почвообразования имел место в третичное — четвертичное время или даже в позднем мезозое. Вместе с тем столь большая длительность почвообразования неизбежно предполагает нестабильность факторов-почвообразователей, в частности климата, а также проявление тектонических и денудационных процессов. В тундровых низкоширотных областях тектонические движения и денудация особенно способствуют постоянному обновлению почв и кор выветривания. Поэтому в этих областях представлены, с одной стороны, спектры почв самых разных стадий зрелости, а с другой — в них, по-видимому, довольно редки «чистые» линии эволюционного развития, т. е. развития в течение длительного времени, не осложненного процессами смыва, аккумуляции и перемещения материала.

Саморазвитие подобных почв во времени (по-видимому, местами при известных флуктуациях климата, хотя и ограниченных во влажнотропической области) исследовано, в частности, для исследований, относящихся к территории Верхней Вольты (Boulet, 1972) и Камеруна (Sieffermann, 1973). В первом из них описаны почвы на гранитах, представляющие, по мнению автора, следующий временной ряд: бурые эутрофные → красные ферраллитные → деферрализованные. Он убедился, что формирование подобного временного ряда обусловливается сменой во времени двух типов дифференциации профиля. Первый тип выражается в выветривании и оглинивании in situ при нисходящем перемещении

ществ, что приводит к текстурной дифференциации профиля и подготавливает условия для проявления второго типа. Последний развивается во втором и особенно в третьем слое ряда, поработ В становится практически водонепроницаемым, и вся покрывается псевдоглей, это приводит к тотальной трансформации поверхностных горизонтов профиля.

Во второй работе рассматривается формирование сильноосвещенные почвы на базальтах. Автор полагает, что длительность почвообразования достигает 2—3 млн. лет. Запас первичных минералов в почвенной толще практически исчерпан (верхние горизонты — гиббсит, нижние — металлувиит), и процессы выветривания в основном закончены. При отсутствии эрозии подобные гиббситовые аккумуляции эволюционируют в бокситы, но, как подчеркивает автор, подобные конечные продукты почвообразования встречаются в Камеруне крайне редко, так как топографическая позиция гиббситовых почв (выше 1000 м абс. высоты) обеспечивает их высокую потенциальную эродируемость.

М. А. Глазовская (1972) провела анализ данных по наиболее выветрелым почвам тропического и экваториального поясов (сокращенно фуллово-ферралитов). Она отмечает, что в этих почвах в современных условиях действуют активные процессы биохимического метаморфизма под влиянием двух агентов — фульвокислот и микроорганизмов. Важнейшим современным процессом М. А. Глазовская считает изменение химического состава почвенной толщи по сравнению с корой выветривания, вынос из горизонтов А и В гидроокислов железа и алюминия и остаточное накопление кремнезема. В этом случае имеет место опесчанивание почв, а также поверхностное оглеение.

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

Приводя примеры по тропическим и, в частности, ферралитным почвам, мы преследовали только одну цель: показать, что эти достаточно древние и сильно выветрелые почвы обнаруживают в современный период определенный тренд саморазвития. Мы не берем на себя смелость 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 саморазвитие, приводящее к элювиально-иллювиальной дифференциации профиля и одновременно (или вслед за этим) к проявлению в профиле поверхностного оглеения. Характер этого саморазвития очень сходен с описанным для почв уже-

ренной гумидной области; существенное различие представляет минералогический фон, а также, по-видимому, и характер биологического круговорота, состав и агрессивность специфических органических соединений; различны и темпы процессов.

Следует отметить, что существуют и другие мнения о развитии во времени почв влажнотропической области, в частности об отсутствии их существенных изменений (на древних поверхностях выравнивания) на протяжении многих миллионов лет (Мааз, 1968). В то же время именно на этих территориях может реализоваться превращение зрелой почвы в дряхлую, когда процесс почвообразования доходит «до конца» и «время для подобной почвы перестает существовать» (Боул и др., 1977). Здесь имеется в виду почвенное аккумулятивное шертного материала — R_2O_3 и тяжелых минералов.

Примером саморазвития почв в аридных (семиаридных, отчасти субгумидных) условиях могут служить материалы Рюэллана (Ruellan, 1970; Ruellan et al., 1978) по территории Марокко. Анализируется развитие во времени широко распространенных в этих условиях кальциморфных 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 концентрациям в нем карбонатов, маркирующим в то же время определенные стадии развития профиля в целом: диффузные скопления карбонатов→гравула→нодула→псевдогипсовая корка→кора→→плита.

Рюэллан подчеркивает, что это развитие имеет место и в современный период,— это медленный механизм, и эти древние почвы «живут и сейчас». Чем более аридным является климат, тем медленнее скорость процесса. Для образования мощных горизонтов B_{ca} потребовался весь четвертичный период, в течение которого развитие процессов и свойств шло в одном направлении. Рюэллан отмечает, что в течение четвертичного периода изменения климата были или незначительны, или кратковременны. Несколько позже этот процесс был назван эпигенезом в непарительной геохимической среде с очень высоких pH (Ruellan et al., 1978).

Сущность этого саморазвития, характерного для аридных субтропических областей, заключается в формировании карбонатных кор путем замещения всех силикатных минералов почвы кальцитом.

Соотношение метаморфоза и саморазвития почв и их темпы. Наиболее распространенным является положение об определенной синхронности протекания во времени саморазвития (автометаморфоза) и метаморфоза (параметаморфоза) почв и литогенного покрова. Та же мысль была высказана Г. В. Н. Сукачевым (1954) относительно сопряженности эндогенеза и экогенеза и развития биогеоценозов.

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

рует, они постоянно накапливаются. С другой стороны, об изменении фактором и наступлении почвы в метаморфоз говорится только тогда, когда это накопление превышает порог чувствительности биогеоценоза и почвы. Такая трактовка, несомненно, условна, так как очень трудно определить степень постоянно изменяющихся (в известных пределах) факторов на функционирование биогеоценоза и почвы. Это один смысл тезиса о синхронности саморазвития и метаморфоза. Другой его смысл заключается в том, что в одной и той же почве отражены в той или иной мере свойства и периодов ее саморазвития, и периодов метаморфоза (случаи, когда в результате изменения факторов почва уничтожается, не рассматриваются). Переход от одной фазы развития к другой в общем постепенен, свойства разных фаз сопряжены, переплетены в одном и том же почвенном профиле. Это позволяет говорить о том, что обе формы эволюции участвуют в формировании почв и почвенного покрова и можно лишь выделять отдельные этапы, на которых та или другая форма имеет решающее значение (Фридланд, 1972).

Из этого вытекает определенная условность выделения периодов саморазвития и метаморфоза по общего эволюционного развития почвы. Степень этой условности в значительной мере определяется соотношением времени, которое необходимо для формирования зрелого профиля (длительность первого этапа саморазвития), и длительности относительно стабильных климатических циклов (развитие рельефа в условиях нормальной денудации характеризуется другим порядком времени и интервалов).

Длительность первого этапа саморазвития, очевидно, очень различна в разных литологических и биоклиматических условиях, и данных по этому вопросу очень мало. По наиболее изученным в этом отношении песчаным подзолам умеренной гумидной (и отчасти холодной) области имеются следующие данные по длительности первого этапа саморазвития: Северная Швеция — 1000—1500 лет (Tamm, 1950), Аляска и ФРГ — 3000 лет (Crocker, Major, 1955; Handloch, 1958), оз. Мичиган 4000 лет (Franzmeier, Whiteside, 1963), побережье Советской Прибалтики — около 2000 лет, Карельский перешеек — около 2300 лет (Таргульян, Александровский, 1977).

Несмотря на значительный разброс этих цифр, все-таки можно говорить о том, что формирование квазиравновесного профиля песчаного подзола вполне могло протекать в условиях достаточной климатической стабильности отдельных периодов голоцена, длительность которых измеряется несколькими тысячами лет. Однако в то же время на песках ввиду их хорошей водопроницаемости формирование зрелого профиля, по-видимому, должно протекать быстрее, чем на других породах. Но в отношении последнего вопрос о темпах достижения почвой квазиравновесия остается открытым: имеются лишь отдельные соображения по этому поводу (Роде, 1947; Иванов, 1968). Например, Ф. Дюшофур

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

Из приводящихся рядов саморазвития почв в умеренной гумидной области Западной Европы следует, что для формирования каждой следующей почвы ряда было необходимо несколько тысяч лет. Но в этих рядах каждая следующая почва формировалась в «теле» предшествующей, что, по-видимому, ускоряло формирование профиля. Возможно, что эти случаи нельзя сравнивать со случаем формирования почвы на первичной материнской породе, который был приведен для немецких подзолов.

По общему признанию, метаморфоз почв совершается значительно быстрее, чем их саморазвитие. Ф. Дюшофур (1970) считает, что для эволюции (регрессивной) достаточно сотен лет. Например, эволюция бурых лесных или лессивированных почв в подзолы при смене лиственных лесов хвойными протекает за 200—300 лет. В Центральной Франции на лёссовидных суглинках описан промежуток времени в связи со сменой дубовых лесов буковыми метаморфоз бурой лесной лессивированной почвы с мощным гумусом в псевдоглей, совершившийся за несколько десятков лет.

Подобных данных очень много, и большая их часть связана со сведением первичных лесов человеком в Западной Европе в римские времена и заменой их теми или иными вторичными ассоциациями (Louis, 1971; McArthur, 1972; Curry a. a., 1972; Guillet, 1974; Tavernier, Louis, 1970). В этих материалах указано начало метаморфоза, но длительность формирования новой почвы, к сожалению, остается неизвестной. В Швеции было проведено интересное наблюдение за метаморфозом бурых лесных почв, развитых на территории, занятой ранее буковым лесом, после посадки на ней 90 лет назад елового леса. За этот короткий отрезок времени в почве различных элювиальных и иллювиальных горизонтов, мощный гумус сменился на мор, изменились физические свойства, снизились pH и содержание поглощенных оснований (Nilsgård, 1971).

Весьма активные трансформации почвы, связанные с изменением природной среды, при приближении почвы к состоянию динамического равновесия с новыми условиями все более замедляются (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, получившей в литературе различные терминологические отражения: эволюция почв в широком смысле (Захаров, 1927); геологическая эволюция почв (Роде, 1947); геологический цикл жизни почвы (Ренгартен, 1951); эволюция типов почвообразования (Герасимов, Глазовская, 1960; Герасимов, 1968); выветривание и почвообразование в геологическом масштабе времени (Yaalon, 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 они возникали 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, Глазовская, 1960; Герасимов, 1968). Эта третья форма эволюции почв не является предметом рассмотрения в настоящей книге.

Ф. Дюшефур (Duchaufour, 1976) полагает, что фактор времени настолько существен, что, вообще говоря, нужно различать два главных тренда эволюции почв: краткую 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 трансформации почв при метаморфозе весьма многообразны, была сделана попытка их типизации, основанная на устойчивости к трансформации и способности к наследованию зрелых почвенных профилей при изменении факторов-почвообразователей. Выделено четыре типа подобной трансформации: стирающая, развивающая, наследующая и омоложения (Таргульян, Александровский, 1976). Предполагается, что в природе чаще могут быть выражены не эти типы в чистом виде, а их комбинации.

Метаморфоз и саморазвитие катены

Катена воплощает основные закономерности географии почв. Ее геохимическое содержание позволяет глубже понять механизм формирования почвенных комбинаций и генетические связи составляющих их компонентов (Фридланд, 1972). Изучение эволюции заболачивания в тайге Западной Сибири проводилось нами главным образом путем исследования катен. Это и обусловило необходимость специального рассмотрения современных представлений о строении катены, дифференцирующих ее процессах и их возможном развитии как во времени, так и под влиянием изменения природной среды.

Понятие «катена» было введено Милном (Milne, 1936) для обозначения сопряженного по рельефу ряда почв, различия между которыми связаны с различиями высотного уровня и уклона, определяющими дренаж. Он выделил два варианта катен: с однородным (наиболее чистый вариант) и разнородным литологическим фоном. Несколько позже было предложено не употреблять для второго варианта термин «катена» (Bushnell, 1942).

Мы вложили в это понятие разнообразное содержание: почвенно-гидрологическое (дренаж), почвенно-геохимическое (перераспределение твердого и растворимого вещества), почвенно-гео-

графическое (определенное пространственное сочетание разных таксономических единиц), почвенно-картографическое (единица картирования) — «catenary complex». Важнейшими условиями развития катены он считал литолого-геоморфологическую и палеогеографическую обстановку.

Одновременно во Франции было предложено понятие «почвенные цепи» (Lafforgue et al., 1936), в общем аналогичное понятию «катена». М. А. Глазовская (1968) ввела понятие «почвенно-геохимическое сопряжение», также аналогичное катене. Бушнелл (Buschnell, 1942) сделал попытку расширить понятие «катена», предложив термины «литокатены, литокатены, хронокатены и флорокатены». В настоящее время, по-видимому, во избежание утери понятием «катена» его достаточно определенного смысла эти термины употребляются редко и заменены соответственно терминами —кальмарад» (climasequence), «литоряд» (lithosequence) и т. д. (Glossary of terms..., 1976).

Бушнелл предложила выделить простейший распознаваемый элемент катены — «основной профиль». Разные основные профили не объединяли в «сегменты» катены. Почвы соседних сегментов могут различаться по низкому таксономическому уровню (Glentworth, Dion, 1949).

Значительный вклад в теорию катены был внесен развитием геохимии ландшафтов (Полынов, 1934; Глазовская, 1962, 1969, 1972, 1973). Как известно, геохимический ландшафт был разделен Б. Б. Полыновым по характеру миграции химических элементов на три элементарных сопряженных ландшафта: элювиальный, супераквальный и субаквальный. М. А. Глазовская (1962) детализировала эту классификацию, разделив типы элементарных ландшафтов на подтипы. Отрезок катены, соответствующий подтипу элементарного ландшафта, возможно, близок по смыслу к сегменту катены Бушнелла и к сектору катены Янга (Young, 1972). М. А. Глазовская (1969) предложила подразделять почвы внутри катены на геохимически автономные (повышенные участки) и геохимически подчиненные (склоны и депрессии).

Янг (Young, 1972) указывает, что при изучении катены нужно иметь в виду три аспекта. 1) форму - изменение почвенных свойств вниз по склону; 2) процесс, т. е. агенты, вызывающие изменение свойств; 3) эволюцию, т. е. изменение формы во времени. К структуре катены относится только первый аспект. Янг полагает, что анализ формы должен основываться на идентификации отдельных горизонтов, наличие горизонта по всему склону или его выклинивание, однообразие или изменение его свойств, мощности и положения относительно поверхности. Основываясь на подобном анализе, следует выделять разные секторы катены: однородные, промежуточные, в которых один или несколько горизонтов меняются по свойствам и мощности, и секторы резких изменений, в которых на коротких расстояниях горизонты выклиниваются 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) почв (или «почвенных профилей»). В зависимости от строения катены, полной или неполной выраженности в ней основного для данных условий набора почв было предложено выделять полные и неполные геохимические сопряжения (Перельман, 1975).

Катена формируется процессами двух категорий: вертикальным и латеральным перемещением влаги и вещества. 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 катена на хорошо водопроницаемых породах, а вторые — при ее формировании в условиях более гумидного климата.

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

Если биоклиматические условия контролирует 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 определенным типом миграции вещества, с той или иной структурой и набором сопряженных почв.

Формирующие катену процессы и характер их проявления зависят от ряда факторов, которые в конечном счете и определяют разнообразие катен. В качестве таких факторов М. А. Глазовская (1969, 1973) выделяет: 1) тип выветривания и превращения гумусовых веществ в элювиальных членах сопряженного ряда; 2) кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия и степень разбавления растворов; 3) характер и последовательность геохимических барьеров (кислотно-щелочных, окислительно-восстановительных, испарительных, температурных, биологических и др.) в геохимически подчиненных членах катены; 4) геохимическую историю ландшафтов в связи с развитием рельефа и сменой климатов; 5) рельеф и литологию; 6) время, т. е. возраст катены. Рельеф и литология (особенно интегральный показатель — водопроницаемость почвенно-грунтовой толщи) определяют тип сопряжения элювиальной и супераквальной частей катены. При хорошей водопроницаемости со-

здается групповое волновое сопряжение, при слабой — водное внутрипочвенное.

Геохимическая история ландшафтов, как палеогенетически катена, может значительно модифицировать 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 изменения внешних факторов (метаморфоз).

В общих работах, рассматривающих закономерности развития катен, затрагивалась главным образом история их форм развития. Были выделены монохронные структуры почвенного покрова (или катены), все компоненты которых сформировались одновременно, и полихронные, разные компоненты которых были образованы разновременно (Фридланд, 1972). Среди последних различают также катены палеогидрогенные (термин В. А. Ковда) и палеоклиматогенные (Глазовская, 1973). Отмечается, что процесс развития почвенного покрова на разных этапах может приводить как к его гетерогенизации (усложнению), так и к гомогенизации (Неуструев, 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 разделять катены на монотонные и контрастные, что отражает характер и интенсивность процессов, дифференцирующих катену (Boulet, 1975). В качестве примера приводятся две катены на гранито-гнейсах в Верхней Вольте: монотонная, состоящая из нейтрально-щелочных почв (бурые субаридные корки→солонцы→бурые субаридные щелочные), формирующихся при слабой горизонтальной миграции глины (субаридные условия), и контрастная (ферраллитные почвы→→ферраллитные сильно лессивированные→ферраллитные гидроморфные глееватые), созданная глубоким выветриванием и активной горизонтальной миграцией глины и растворимых веществ (влажнотропические 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 отразить только изменение в геометрии ареалов или почвенных комбинаций. В ней этот критерий, а также и второй отражаются изменением линейных размеров секторов и характера границ между ними.

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

происходящие во времени или под влиянием изменения почвенных факторов.

Из всех приведенных выше общих положений следует, что при изменении внешней среды эволюция катены протекает так же, как и в условиях стабильных факторов, при давлении со верхней почвы, т. е. трансформируется в основном восходящей латеральной миграцией влаги и вещества. Пример подобного типа эволюции катены был детально исследован Тюреном (Turenne, 1977) по влажнотропическим усаниям Французской Гвианы на гранитах. Тюрен полагает, что катена длительно развивалась на стадии ферраллитизации. Современную эволюцию катены в направлении оподзоливания и оглеения он связывает с увеличением количества осадков в начале голоцена (палеоклиматогенная катена). Определение возраста по C^{14} горизонта Bh, формирующегося только в результате оподзоливания, показывает, что он является наиболее древним в верхней почве катены (11 тыс. лет). Таким образом, оподзоливание развивалось постепенно сверху вниз по склону.

Тюрен очень детально изучил механизмы трансформации катены и выделил три основные фазы ее развития после изменения климата: 1) первоначальное выщелачивание солей и железа, обусловившее дифференциацию профиля на горизонты A2 и Bt; 2) начало застоя влаги в поверхностных горизонтах; 3) увеличение гидроморфизма верхних горизонтов, прогрессирующее разрушение горизонтов A2 и верхней части Bt, появление охристых горизонтов Bh и Bs. В результате в катене появилась следующая последовательность почв (вниз по склону): подзолы и подзолистые→ферраллитные→гидроморфные выщелоченные с подзолистым профилем. В описанной катене давление верхней почвы и восходящей латеральной миграции на процесс ее эволюционного преобразования достаточно очевидно.

В то же время в ряде региональных исследований описано существенное влияние восходящей латеральной миграции влаги и вещества как при саморазвитии, так и при метаморфозе катен. По-видимому, впервые подобное явление было описано Н. В. Орловским (1955) для лесостепи Барабинской низменности. Вся изученная катена являлась супераквальной и занимала три элемента рельефа: гриву, ее подошву и западину (с болотом). Весной в болоте скапливалась обильная верховодка, ее уровень был выше уровня верховодки у подошвы, а иногда и выше ее уровня на гриве. Вследствие этого происходил медленный сток грунтовых вод и содержащихся в них веществ в сторону гривы, т. е. обратно уклону поверхность. Позже подобное же явление было описано для плакорно-склоновой катены того же региона (Структура, функционирование..., 1976).

По-видимому, одним из наиболее полных и аргументированных исследований последних лет по саморазвитию катен являются работы Боске (Boeqnier, 1973) по сухим тропикам Республики Чад. Изученные катены представляют собой сопряжение

почв: оподзоленная → лессивированная тропическая → лессивированная гидроморфная → планосоль → осолоделый солонец → вертисоль. Бокье рассматривает изученные катены как саморазвивающиеся системы, фактор времени в их развитии является основным. Следует особо отметить, что в этих системах с определенного момента начинает проявляться активное влияние нижних точек катены на лежащие выше горизонты. В начинает расти вверх, а латерально — в направлении к верхней части катены.

Основной вывод, сделанный Бокье, заключается в том, что изученные катены имеют тренд саморазвития вверх, а не вниз по склону и стремятся в этом саморазвитии к аккумулятивной почве. Датирование по C^{14} карбонатов подтверждает этот вывод. Бокье считает, что подобный тип саморазвития катен широко распространен в различных биоклиматических зонах Африки — экваториальной, тропической гумидной, сухой аридной, крайне аридной. К аналогичному выводу пришел и Буле (Boulet, 1978) при исследовании саморазвития катен в судано-сахельской зоне Африки.

Следует упомянуть еще одно исследование, касающееся саморазвития катен по влажносубтропическом районе США (Nelson et al., 1968). В нем нет прямых выводов относительно саморазвития катены, но приведенный фактический материал свидетельствует об этом. Рассматриваются две катены разного возраста (молодая и старая), и с этих позиций анализируются различия морфологии и свойств фреджипановых горизонтов, приуроченных к тому сектору катены, в котором происходит переход от сквозной части к суперакальной. Авторы этого исследования подчеркивают, что возраст катен, а следовательно, длительность вымещения в процессе перемещения вещества в катене играют определяющую роль в формировании морфогенетических признаков фреджипана. В молодой катене он имеет мощность всего 30 см (почва — типик умбракуальт), в старой катене — 84 см (почва — умбрик фрагиакуальт). В последнем случае вследствие почв полной водонепроницаемости фреджипан существенно меняет условия вертикальной и латеральной миграций веществ и вещ.

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-генетическими регионами, а в их пределах — с почвенно-геоморфологическими районами. Ей же принадлежит первый опыт характеристики катен разных биоклиматических и геоморфологических регионов земного шара.

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

ловый тип в тайге Западной Сибири (Глазовская, 1973), или горизонты, создаваемые этой хиратацией (литогенный тип), или основные типы почв, представляющие катену (ферралитно-мотковый, ферралитно-мотково-карбонатный тип). Очевидно, что разработка и уточнение номенклатуры почв составляет 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 «заболачивание».

Материалы, приводимые в болотоведческой литературе, показывают, что понятие «болото» толкуется разными группами исследователей болотоведов по-разному, поэтому термин «заболачивание» не имеет однозначной четкой трактовки. Официально принято следующее определение понятия «болото»: это «тип земной поверхности, постоянно или длительное время обильно увлажненный, покрытый специфической растительностью и характеризующийся соответственным почвообразовательным процессом. Болото может быть с торфом и без него» (Инишев, 1967, с. 1605—1606). С этим определением в его последней части не согласны многие болотоведы, считающие процессы торфообразования и торфонакопления обязательным признаком болота. Существует также и очень широкое понимание болот: к ним относятся торфяники, минеральные болота, заболоченные леса, луга и тундры, проточные и сточные сообщества гидрофитов с минеральными и органическими водными сегментами и даже солончаки (Кац, 1941, 1971).

Следует отметить, что в отечественном почвоведении понятие «болотная почва» исходит из более узкого понимания болота, чем в приведенном выше официально принятом определении. Для болотных почв (эта группа почв весьма разнородна как классификационно, так и ландшафтно) обязательным признаком является наличие в почвенном профиле горизонта аккумуляции полуразложившегося или неразложившегося органического вещества той или иной мощности (Толковый 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 неотъемлемым признаком болота.

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

включающие деятельный горизонт болота и верхнюю часть иногда торфяного горизонта, которая принимается за торф-органогенную почвообразующую породу (Скрынникова, 1964); однако в случае мелкозалежных болот (около 30 см и меньше) профиль болотной почвы включает не только торфяную залежь, но и подстилающие минеральные горизонты до нижней границы флуктуации грунтовых вод. Таким образом, почвенный объект изучения в болотах в одном случае является более узким, в другом — более широким, чем объект изучения болотоведов.

В зарубежном почвоведении ландшафтные термины в классификации почв используются весьма редко, в том числе и термин «болотные почвы». В классификации немецкой школы выделяются болотные минеральные (mineralische Naßböden) и болотно-глеевые (Naßgley) 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 гисосоли, органогенные (histosols) и гидроморфные почвы. При этом термин «болотная почва» не употребляется, и поэтому выявить сопоставление или несопоставление с пониманием термина «болото» трудно.

Понятие «заболачивание» широко используется и в болотоведении, и в почвоведении. В понимании болотоведов — это «наступание» болотного массива на окружающие его минеральные почвогрунты, которое в зависимости от того или иного понимания термина «болото» маркируется заторфовыванием или другими явлениями, свидетельствующими о прогрессивном нарастании переувлажнения территории (Иванов, 1975).

В почвоведении, несмотря на достаточно однозначный смысл понятия «болотные почвы», термин «заболачивание» не имеет строгого смысла. Часто заболачиванием 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 луговой степного ряда в луговую, образование вторично заселенных почв и т. д.). Более того, иногда термин «заболачивание», ярко имеющий динамический смысл, употребляется при описании статичных, относительно развивающихся явлений в почвенном профиле или в почвенном покрове. Например, указывают, что почва характеризуется признаками заболачивания, имея в виду просто наличие в ней тех или иных черт переувлажнения — глеевых явлений, конкреций, некоторого оглубления органогенного горизонта. Иногда под заболачиванием подразумевается значительное участие в почвенном покрове полугидроморфных и гидроморфных почв. В этом случае понятие «заболачивание» употребляется в смысле статистического понятия «заболоченность». Между тем высокая степень заболоченности может быть и не связана с процессом заболачивания суходолов, а обусловлена, например, обилием депрессий рельефа, в которых могут быть

разности болота, занявшие свою «законную» геоморфологическую позицию и не выходящие за пределы депрессий.

Следует отметить, что у классиков отечественного почвоведения трактовка понятия «заболачивание» является достаточно строгой (Захаров, 1927; Роде, 1947; Сибирцев, 1957; Афанасьев, 1977) и ему соответствует процесс превращения любых исходных почв в болотные, т. е. характеризующиеся оглеением и аккумуляцией полу- или неразложившегося органического вещества.

С почвоведческой точки зрения, длительно или постоянно переувлажненные почвы могут быть весьма различными по генезису и свойствам в разных природных условиях какого-то общего специфического почвообразовательного процесса, свойственного всем этим почвам (как это указано при определении понятия «болото»), по-видимому, не существует. Несомненно также, что болото с торфом и болото без торфа — это два существенно различных природных ландшафта, так же как и почвы, имеющие и не имеющие полу- или неразложившийся органогенный горизонт, различаются на высоком таксономическом уровне.

Нарастание гидроморфизма в различной природной обстановке имеет разнообразные формы проявления в почвах, обусловливает в них появление разных процессов — оглеение, торфонакопление, оглуболение, слитизация, ферролиз, эпо- и коробразование, засоление 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 почв или почвенного покрова в условиях нарастающего увлажнения можно объединить под названием поргидроморфной эволюции почв или почвенного покрова (лат. porro — в дальнейшем, в будущем). Соответственно можно различать поргидроморфное саморазвитие и поргидроморфный метаморфоз почв и почвенного покрова. Поргидроморфизм почв, как уже говорилось, принимает весьма различные формы, и каждая из них заслуживает своего названия. Одной из таких форм является возникновение и развитие процесса аккумуляции полуразложившегося и неразложившегося органического вещества в почвах. Именно это направление поргидроморфного развития, по нашему мнению, следует назвать заболачиванием.

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

Существуют и другие мнения. Например, Хэммонд (Hammond, 1975) предлагает считать торфяной залежью слой торфа мощностью не меньше 40 см, а в других случаях (торфяный слой 20—40 см) пользоваться термином «торфянистая почва».

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

Органогенные горизонты, имеющие общий индекс О, кроме того, разделяются в почвоведении по степени разложения в них органического вещества: О1 — содержит практически неразложившиеся растительные остатки — это те горизонты, которые по степени разложения прямо называть торфяными (так и дальше мы и будем именовать); О2 — степень разложения растительных остатков средняя — это торфянисто-перегнойные горизонты; О3 — степень разложения значительна, растительные остатки полностью утратили первоначальную форму — это перегнойные горизонты. Отметим, что это разделение в общем соответствует трем градациям степени разложения торфа, принятым болотоведами: слабо-, средне и сильноразложившийся торф (Теремнов, 1976).

В отечественном почвоведении выделяются еще органо-минеральные горизонты (АО), содержащие органическое вещество в количестве 30—70% (от объема); это органическое вещество находится в механической смеси с минеральной частью горизонта (Подсеки и определения..., 1972). Часть этих горизонтов, содержащая 50—70% органического вещества, попадает под определение «торф» в болотоведении. В почвоведении органогенные горизонты разделяются также по мощности на торфяные (>50 см) и торфянистые [30(20)—50 см]; при этом подобные горизонты могут быть характерны не только для болотных (голоземы торфянистые и торфяные болотные), но и для полугидроморфных и даже для автономных почв (болотно-подзолистых, глеевых подзолов, некоторых тундровых глеевых почв и др.). С точки зрения болотоведения, эти горизонты уже являются торфяной залежью, в то время как в почвоведении понятие «торфянник» (торфяная залежь), так же как и понятие «болотная торфяная почва», соответствует слой к той же мощности горизонте О — более 50 см (Толковый словарь..., 1975).

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

жания гумуса) 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 органогенные горизонты разделены на три категории: фибрик, хемик и саприк, которые в общем соответствуют понятиям торфяных, перегнойно-торфянистых или торфянисто-перегнойных и перегнойных горизонтов.

В системе ФАО/ЮНЕСКО (1968 г.) используется определение органогенных (хистиковых) горизонтов, принятое в американской классификации, но дальнейшее разделение хистосолей по свойствам органогенных горизонтов проводится в зависимости от условий минерального питания, отражаемого в величине pH солевого: бедные (dystric) с pH<4,2 и богатые (eutric) с pH>4,2 (Розанов, 1974). Это разделение, совпадающее по существу с разделением органогенных горизонтов или торфяных залежей на верховые (олиготрофные) и низинные (евтрофные) в советском почвоведении и болотоведении, не совпадает по значению величины pH. Кроме того, в отечественных схемах подобного разделения, помимо величины pH, используются и другие критерии, в какой-то степени сопряженные со значением pH, но имеющие и самостоятельное значение: зольность, степень кислотности осадкообразования, ботанический состав растительных остатков, объемный вес (Пьявченко, 1959; Никонов, 1960; Классификация и диагностика почв СССР, 1977).

Разделение органогенных 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 органогенных, и органо-минеральные горизонты (LFH), соответствующие горизонтам А0 в советском почвоведении. Большой подробностью отличается разделение горизонтов по их свойствам (не только по степени разложенности и величине pH); учитывается, в частности, присутствие и характер минеральных прослоек в торфе, возможное происхождение органогенного горизонта и т. д. По степени разложения органогенные горизонты делятся на фибрик, мезик и гуминик.

Говоря о заболачивании и почвах болот, уместно рассмотреть вопрос о том, являются ли почвами чисто органогенные образования на 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 органогенная горная порода (Скрынникова, 1954; Heuvelen, Jongerius, Pons, 1960; Jongerius, Pons, 1962; Соколов, 1976; Тюремнов, 1976).

Двусмысленность этого вопроса заключается в следующем.

1. Развитие торфяника сопровождается ростом почвы вверх; почвенный профиль постоянно надстраивается по растущей толще, одновременно 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 органо-минерального тела (Толковый словарь по почвоведению, 1975). Но в этом случае уместно напомнить, что есть почвы (например, заселенных пустынных территорий), в которых биотический компонент взаимодействия сведен к минимуму, преобладает минеральный; в торфяниках же, напротив, минимальна роль минерального компонента.

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

Известно, что торфяные болота образуются двумя путями: при зарастании водоемов и при сухопутном заболачивании. В обоих случаях формирование торфяника начинается с развития его как почвы: аквальная почва на сапропеле или широкий спектр сухопутных почв, испытывающих нарастание гидроморфизма. Этот период пространственно почвенного развития длится достаточно долго — тысячу — тысячи лет. Следует подчеркнуть, что органогенно-глеевые почвы «доводятся» до состояния торфяника именно почвенными процессами, ведущими из которых сначала является оглеение, затем оторфение и торфонакопление, завершает только торфонакопление.

Все сказанное позволяет представить решение вопроса о статусе торфяников как альтернативное: 1) или торфяник (точнее, торфяная залежь в своих пуленых границах) — самостоятельное природное тело, возникающее в результате почвообразования, 2) или торфяники — почвы, и логичнее рассматривать органогенно-глеевые почвы и торфяники как качественно разные стадии одного непрерывного саморазвития почв, представляющего особое органо-аккумулятивное направление почвообразования, которое, по-видимому, нельзя объединить ни с одним из других аккумулятивных направлений. Второе решение вытека-

дит более предпочтительным по следующим причинам: а) оно расширяет представления об особенностях и «вязкомкостях» почвообразования; б) оно «удобно», так как не исключает из сферы изучения почвоведения и географии почв объект, геохимически и генетически связанный с почвами, а географически — входящий в почвенный покров; в) оно в хорошем смысле традиционно.

Но подход к торфяникам как к почвам требует пересмотра как их классификации, так и методов изучения. Торфяники следует отделять на надпочвенном уровне от органогенно-глеевых почв. Такой подход пока осуществлен только в классификации М. А. Глазовской (1972). Если торфяник — почва, то его нужно изучать как профильное тело; в почву этого специально-аукт имеющиеся данные по распределению в торфяниках кальция, железа, азота, фосфора, калия, состава гумуса и других компонентов.

Для диагностики торфяников важнейшее значение имеет выяснение возможной мощности их профиля, позволяющей отделить их от разнообразных органогенно-глеевых почв. Основой для решения этого вопроса могут быть понятия болотоведения о деятельном и инертном горизонте болот (Иванов, 1975). Деятельный горизонт совпадает с представленным в почвенном профиле, его мощность в несущенных верховых и отчасти переходных болотах составляет 60—70 см. Эту цифру и следует принять как нижний предел мощности верховой и переходной залежи, позволяющий считать развитые в ней почвы уже не органогенно-глеевыми (болотными торфяно-глеевыми), а торфяниками.

В несущенных низинных болотах ввиду неестественного уровенного режима грунтовых вод вопрос о мощности их деятельного горизонта (почвенного профиля) должен решаться конкретно для каждого объекта. Инертный горизонт торфяной залежи служит почвообразующей породой, если залежь сложена однотипным по ботаническому составу торфом, или подстилающей породой, если торф инертного горизонта иного состава. Ботанический состав торфа является важнейшим определением; оно аналогично механическому составу в минеральных почвах, являет однородность или слоистость профиля торфяника. Изучение однородных профилей с применением специально выбранных морфолого-химических методов позволит выяснить сущность органогенного почвообразования, знание о котором крайне скудно.

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 в природе, его причинах, проявлении, географическом распространении и т. д. Имеет смысл провести голобное рассмотрение, начав его с болотоведческих исследований. В данном случае мы отнесем к ним и ботанические работы,

касающиеся растительности болот, и дальше торфоведения 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 местообитаниях, т. е. путем заболачивания суходолов (Танфильев, 1888, 1911; Флеров, 1899; Grachner 1904; Hesselman, 1907; Hagland, 1912; Cajander, 1913). В этих работах были названы некоторые основные причины заболачивания и формы его проявления. Считалось, что уничтожение лесного пруса при периодических пожарах может явиться главной причиной необратимого заболачивания суши. Но Г. И. Танфильев (1911) и Кайндер (Cajander, 1913) полагали, что заболачивание суходольных лесов может протекать и вполне автономно, в результате постепенной смены наземной растительности (главным образом моховой) на все более влаголюбивую. Основной причиной этой смены они считали свойства почв, а именно создание со временем в почве слабопроницаемых или непроницаемых горизонтов.

Представление о горизонтальном росте болот и заболачивании с течением времени прилегающих к ним суходольных лесов впервые отчетливо сформулировано Р. Е. Аболиным (1914) и взято за его генетической схемы болотных формаций. Причины развития болот и заболачивания суходолов, стадии этих природных процессов во всей полноте, сложности и многообразии были впервые раскрыты Е. Н. Сукачевым (1921, 1926). Универсальность и актуальность этого исследования требуют более подробного его разбора.

Е. Н. Сукачев (1926) полагал, что существуют два пути формирования болот: при зарастании водоемов и при заболачивании суши. Большая часть болот образуется путем заболачивания суши. Отмечено, что это положение в настоящее время является общепризнанным и разделяется крупнейшими советскими и зарубежными болотоведами (Кац, 1948; Иванов, Шумакова, 1967; Иванов, 1975; Тюремнов, 1976; Sjors, 1976).

Заболачивание суши, как указывал Е. Н. Сукачев, может проявляться в двух формах: в результате горизонтального разрастания уже существующего болота и в результате автономного заболачивания лесов («не связан с болотами»). Е. Н. Сукачев (1926) отмечал, что «напластие уровня воды в непосредственной близости с болотом или стекание вод с поверхности болота и застаивание ведут к заболачиванию» (с. 123). Это очень точное наблюдение было подтверждено исследованиями по гидрологии болот (Иванов, 1953, 1957, 1975).

В настоящее время имеется много конкретных исследований по разным областям СССР, свидетельствующих о наличии процессов заболачивания и суходольном происхождении большей части болот. Доказательством этого являются стратиграфия торфяных залежей, состав придонных слоев торфа и характер их контакта с подстилающим минеральным субстратом. Такие дан-

ные имеются по лесной зоне европейской территории СССР — Карелии, Латвии, Ленинградской, Великолукской, Вологодской и Ярославской областям (Кац, 1948; Пьявченко, 1955а; Козлова, 1974; Абрамова, 1974; Горохова, 1974; Грагинене, Гаюшайтис, 1974), по Западной Сибири — от Зауралья до Енисея (Пьявченко 1955а; Глебов, 1965; Львов, 1969; Нейштадт, 1971, 1972, 1976а, 1977; Макоцкий, 1974; Березина и др., 1974), по Дальнему Востоку — Среднеамурской равнине (Прозоров, 1965). Перечисленные работы далеко не исчерпывают всех конкретных материалов, имеющихся по этому вопросу; они упомянуты с целью показать географическое распространение заболачивания по территории СССР.

В большей части этих работ описывается и фиксируется горизонтальный рост болот, их расползание на прилегающие суходолы. Эта форма заболачивания наиболее отчетливо выступает при новейших исследованиях, так как процесс осуществляется с гораздо большей скоростью, чем автономное заболачивание лесов. Вместе с тем в ряде работ большое значение придается обеим формам заболачивания; они, в частности, касаются и западносибирской таежной зоны (Городков, 1946; Кац, 1948; Тыртиков, 1966; Орлов, 1966).

Общим результатом заболачивания является увеличение во времени площадей болот в таежной зоне за счет площадей суходольных и заболоченных лесов. Об интенсивности этого процесса в Западной Сибири свидетельствуют подсчеты, показавшие, что ежегодное прогрессирующее заболачивание здесь охватывает (в пределах таежной зоны) не меньше 45 тыс. га (Вендров и др., 1966). Подсчеты по отдельным болотным массивам дали в совокупности меньшие цифры — около 8—9 тыс. га (Нейштадт, 1971, 1977).

В почвоведении представления о заболачивании почв и возникновении покрова, его причинах и распространении не развивались так направленно и однозначно, как в болотоведении, и испытали в целом значительную трансформацию. По-видимому, почвоведческие представления о заболачивании были наиболее сформулированы П. М. Сибирцевым (1889). Процитируем некоторые из его заключений, отличающихся глубиной и разносторонностью подхода. П. М. Сибирцев писал, что: «нередко наблюдаемое расширение болот обусловливается, помимо климатических влияний (обилие влаги, слабая испаряемость и прочее), различными другими причинами» (с. 80). К их числу он относил: 1) малую расчлененность рельефа, плохой сток; 2) недостаточную водопроницаемость грунта, которая еще более уменьшается при наличии в грунте уплотненных горизонтов; 3) продолжительный разлив рек и озер по поймам; 4) влагоемкость мхов и растительно-торфяных масс, вызывающую появление и разрастание мохового покрова. Далее П. М. Сибирцев отмечал: «Если местность почему-либо теряет дренаж, могут произойти явления усиленного заболачивания...» (с. 80). Поло-

ные наблюдения Н. М. Сибирцева, позволившие ему прийти к таким заключениям, относились к средней полосе России: Нижегородской, Пензенской губерниям и Окско-Клязьминскому бассейну. Анализируя их с позиции 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 влагоемкого мохового покрова или органогенного горизонта может вызвать 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 хорошего 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. Роде 50-х годов) не рассматривался как общий и присущий лесной зоне во всей полноте и разнообразии его проявления. Тем не менее в этот период были получены некоторые конкретные материалы по отдельным аспектам заболачивания и высказан ряд общих заключений, представляющих несомненную ценность.

Так, по наблюдениям А. Я. Гордягина (1900), главной причиной заболачивания лесов Западной Сибири является уничтожение древесного яруса естественными пожарами. Н. И. Кузнецов (1915) отметил факт расширения болот за счет сухоборов в Пермском крае. Более общая оценка заболачивания 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 полагать, что автор имел в виду уничтожение древесного яруса в лесной зоне (естественное или антропогенное), которое в некоторых случаях приводит к заболачиванию. В работе Я. Н. Афанасьева в связи с рассмотрением представлений об эволюции почв настойчиво высказывается мысль о том, что подзолистые почвы (песчаные подзолы — *Н. К.*) неизбежно развиваются со временем в болотные почвы благодаря оподзоливанию и их профиле уплотненных иллювиальных горизонтов (ортштейнов или ортзандов). Наблюдения

А. Я. Афанасьева относятся к Белоруссии, где подобные образования широко распространены. Этот взгляд несколько позже разделялся последователями, изучавшими леса севера Русской равнины (Сажбук, 1932; Архипов, 1934).

Очень интересные данные по заболачиванию были получены при изучении типов лесов Прибеломорской низменности, развитых на валунных суглинках (Грабовская, Роде, 1934). На ровном водораздельном участке были описаны четыре почвы, развитые в непосредственной близости одна от другой: сильноподзолистая — торфянистая сильноподзолистая — торфянисто-подзолисто-глеевая — торфянисто-глеевая. Напочвенный покров в этом ряду почв имел черты нарастания гидрофильности, вплоть до сплошного покрытия сфагновым мохом. Почвенно-грунтовые воды отсутствовали.

В изученных разрезах было обнаружено почти полное совпадение мощностей каждодневных генетических горизонтов. В стратиграфии верхней части органогенного торфяного торфянисто-глеевой почвы общей мощностью 36 см четко прослеживались два слоя: сфагновый и лежащий под ним зеленомошный. Был сделан вывод, что изученный участок был сначала занят незаболоченным лесом (с подзолистыми почвами), а затем подвергся поверхностному (верховому, как пишут авторы) заболачиванию, которое, как следует из описания, протекало вполне автономно, т. е. без связи с каким-либо близлежащим болотным массивом.

Примерно в эти же годы появился серии детальных исследований, касающихся заболачивания почв на вырубках (Буряков и др., 1934; Концев, 1937; Малышев, 1939). Были получены интересный фактический материал о развитии вторичной растительности и соответствующем изменении свойств почв через определенные промежутки времени после вырубки. В целом процесс заболачивания характеризовался как обратимый и циклом в 30—60 лет и изменениях свойств почв до глубины около 40 см. Позже для вырубок в южной Карелии на песчано-супесчано-ухрящеватых породах были получены подобные же результаты (Пятецкий, Морозова, 1962). К сходному выводам пришел и шведский почвовед Мальмстрем (Malmström, 1932), рассматривающий заболачивание только как периодическое, 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 восстановлен тот общий взгляд на заболачивание как на трансгрессивный таежной зоне природный процесс, который был высказан еще Н. М. Сибирцевым в 1899 г. Полувековое развитие почвоведения позволило А. А. Роде проанализировать проблему на значительно более высоком уровне. В первой из упомянутых работ в связи с анализом гораздо более общих проблем — саморазвития и эволюции почв — заболо-

...

лачивание рассматривается как один из примеров динамизма, и как 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 почв в таежной зоне, однако, исходя из логического анализа явлений, происходящих в таежных водоупорных почвах, А. А. Роде выдвинул в виде гипотезы следующее положение: «...можно все же думать, что при тех „общих имеющих" условиях, которые в настоящее время господствуют в таежной зоне, неизбежным следствием прогрессивного развития почвообразовательного процесса должно быть заболачивание. Но эта эволюция идет весьма медленно, будучи естественным следствием постепенного оподзоливания почв» (1947, с. 117).

Понятно, что здесь говорится о заболачивании как о саморазвитии подзолистых почв, в процессе которого в профиле создается уплотненный плащевидный горизонт, который со временем предположительно может стать причиной изменения водного режима верхней элювиальной части профиля, а именно способствовать постепенному увеличению в ней запасов влаги и соответствующим гидрофильным сменам растительного покрова, с превращением лесной почвы в болотную. Подобная мысль высказывалась и раньше как болотоведами (ботаниками), так и почвоведами. Но А. А. Роде впервые, хотя и в гипотетической форме, придал заболачиванию общее значение одного из направлений саморазвития автономных подзолистых почв таежной зоны. Значительно позже подобный же взгляд на саморазвитие почв с уплотненными иллювиальными горизонтами в бореальной области Западной Европы активно развивался почвоведами Франции, Бельгии, Англии и других стран.

Разрабатывая это положение, А. А. Роде (1955) отмечал, что саморазвитие заболачивания имеет место на тяжелых породах и при плоском рельефе, затрудняющем сток избыточной влаги. Возникающее при этом оглеение влечет ухудшение физических свойств почвы — потерю структуры, уменьшение пористости и увеличение объемного веса; эти изменения еще более усиливают эффект избыточного увлажнения, и, следовательно, процесс оглеения способен прогрессивно развиваться.

Дискутируя с В. Р. Вильямсом (1938), считавшим главной причиной заболачивания суши гидрофильную эволюцию растительности и возрастающий недостаток элементов зольного питания в почве, А. А. Роде (1955) настаивал на том, что первопричина заболачивания — это поверхностный застой влаги в почве, изменения же растительности являются вторичными, хотя они и очень важны при дальнейшем развитии заболачивания. Что касается возникновения заболачивания в почвах под воздействием внешних причин, А. А. Роде считал его возможным опять-таки на тяжелых породах («дальнодействие биогеоценозов»). Заболачивание (в результате саморазвития) песчаных подзолов

в связи с возникновением в них элитных органдовых горизонтов А. А. Роде отводит ограниченную роль, так как оргазем всегда занимает определенную геоморфологическую позицию в рельефе (нижняя часть склона). Поэтому заболачивание, связанное с органдом, как полагает А. А. Роде, не может распространяться далеко за пределы границ депрессии рельефа.

Интересные материалы приводятся в монографии Тамма (Tamm, 1950), в которой рассматривается проблема заболачивания лесов (и подзолов). Тамм пришел к выводу, что для территории Швеции этот процесс не характерен. Вместе с тем, как он указывает, липняйниковые и брусничные леса с пятнами сфагнума могут, по-видимому, заболачиваться; специальных исследований в этом плане не проводилось. Основываясь на собственных данных, Тамм отмечает явное заторфовывание подзолов, формирующихся в условиях неглубокого залегания грунтовых вод. При этом на первых стадиях нарастания торфа (или заболачивания) интенсивность оподзоливания увеличивается, затем при мощности торфа около 30 см поверхностная влага уже не достигает минерального субстрата и профиль подзола становится «фоссильным» — погребается под слоем нарастающего торфа.

Подобные фоссильные (существующие в настоящее время в ландшафте болота) подзолы, несомненно свидетельствующие о проявлении заболачивания, были описаны не только в Швеции (Tamm, 1920; Östlund, Engstrand, 1963), но и в Финляндии (Vasari, 1963; Jauhiainen, 1972), Великобритании (Perrin et al., 1964) и ФРГ (Enders, 1964; Scharpenseel et al., 1968). По принятой в СССР классификации почв 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 применено датирование по C^{14} 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-песчаных 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. Последовательные заболачивание представлено в виде следующего ряда почв: подзол→«псевдоторф»→подзолисто-глеевая→торфяно-глеевая. Утверждается, что большая часть водораздельных торфяников Уэльса прошла в своем развитии стадию 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 в романское время, также способствовала заболачиванию. Обе причины (самозарастание и хозяйственная деятельность человека) привели за период, прошедший с романского времени, к значительному распространению плоских и торфяных почв. Авторы считают, что подобная динамика будет иметь место и в будущем.

Проблема заболачивания почв разбирается также и в работе Кромптона (Crompton, 1956) в связи с рассмотрением генезиса и географического распространения торфяно-глеевых подзолов в Ланкашире. Автор предполагает, что нарастание торфа на прежде неглеенном подзоле может быть связано с тремя причинами: 1) ухудшением дренирования профиля и связи с формированием иллювиального горизонта B, 2) горизонтальным разрастанием выпуклых и плащевидных (blanket peat) торфяников, 3) сведением леса, что может вызвать заторфовывание или ускорить естественное течение процесса.

Фактические материалы по Новой Шотландии (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 вопросы генезиса цементированных панов в лесных почвах. Рисунки исследованной катены и составляющих ее почв показывают, что на водоразделе развиты сфагновые торфяники мощностью 150 см, под ними вскрыты профили оглеенных гумусовых подзолов с железистыми панов (фрагментарных подзолов). Ближе к склону и на склоне формируются гумусовые и типичные подзолы с мощностью органогенного горизонта 10—20 см в зависимости от степени дренированности. В депрессии (относительное понижение около 30 см) также описан сфагновый торфяник мощностью 115 см, лежащий на погребенном профиле оглеенного гумусового подзола с железистым пано.

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, имеющихся по заболачиванию почв, особенно в зарубежной литературе более ранних лет. Тем не менее он достаточно четко обобщает факты, взгляды и гипотезы по проблеме заболачивания и позволяет сделать следующие заключения.

1. Уровень знаний болотоведения и почвоведения о заболачивании в таежной бореальной области существенно различен. Представления болотоведов фактически слабо учитывались почвоведами. Взгляды почвоведов на заболачивание развивались в общем самостоятельно, и, 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 или даже пока не обсуждаемым.

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

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

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

3. Почвоведение уже располагает, хотя и малочисленными, но собственными материалами по заболачиванию. Их можно разделить условно на факты и гипотезы.

4. Фактическими показателями происшедшего заболачивания являются профили лесных почв, погребенные под торфяной залежью и существующие в настоящее время в ландшафте болота. Как правило, исследовались погребенные песчаные подзолы, так как их четко маркированный генетический профиль легко распознается под торфяной залежью. Есть единичные описания и автоморфных суглинистых подзолистых почв.

5. Почвенные гипотезы о заболачивании сводятся к следующим представлениям:

— заболачивание может развиваться автономно, вследствие формирования в лесных почвах уплотненных иллювиальных и плотных ортштейновых горизонтов, т. е. быть одним из направлений саморазвития подобных 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 влиянии. 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 любом изменении природных условий, которое вызовет ухудшение дренажа территории (заторфовывание речных водотоков и др.) или увеличит положительную составляющую водного баланса биогеоценоза (естественное или антропогенное уничтожение древесного 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 закономерной смены протекающих в почвах процессов, изменений их морфологии и свойств. Некоторые данные по этому вопросу имеются только относительно почв лесосек, вырубок и гарей, когда заболачивание является обратимым и лесные биогеоценозы после временного заболачивания восстанавливаются.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ТАЙГИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ РАЗВИТИЕ В ГОЛОЦЕНЕ

Определенное сочетание природных факторов обусловливает замедленный сток избыточной влаги с водораздельных пространств, что приводит к их переувлажнению и является предпосылкой для развития заболачивания. Такими факторами могут быть климатические, геоморфологические, гидрологические и ряд других.

Многообразие региональных условий природной среды обеспечивает и многообразие проявления 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 (полуболотных) 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 голоцена. Однако за один и тот же период времени процессы болотообразования достигли большего 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 разных подзонах лесной зоны Западной Сибири, % от общей площади*

Подзона	Заболоченные почвы	Слабо-заболоченные почвы	Почвы
Северная тайга	25,3	28,3	53,6
Средняя тайга	31,1	16,6	47,7
Южная тайга	22,2	19,6	41,8

* По данным В. О. Таргульяна (Таргульян и др., 1962)

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

Подзона	Заболоченные почвы	Полугидроморфные почвы	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. Хрусталевой.

Приводить полную характеристику природы тайги Западной Сибири нет необходимости, поскольку она разносторонне 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

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

Климатические условия

Наиболее благоприятны для заболачивания области с умеренным тундровым климатом, в которых соотношение теплоэнергетических ресурсов и количества осадков является оптимальным для проявления переувлажнения и торфонакопления. 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 заболоченности 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 сравнительно с европейской частью СССР сумма 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 переувлажненностью подстилающей поверхности и бо́льшими поэтому затратами тепла на испарение, чем на турбулентный теплообмен (Мезенцев, 1961; Шварева, 1968; Коломыц, 1975). По данным Э. Г. Коломыц, в средней тайге Северного Приобья на испарение затрачивается около 88% тепла — до 35 ккал/см² в год, а на турбулентный теплообмен — всего 3,1—4,6 ккал/см² в год.

Другой важный и интегральный климатический показатель — коэффициент увлажнения (по Н. Н. Иванову) — имеет в годовом цикле, как правило, бо́льшую 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*

Подзона	Средняя температура воздуха, °С			Сумма температур, °С			Средняя продолжительность безморозного периода, число дней
	год	январь	июль	>0	>10	<0	
Среднетаежная							
северная часть	−3,1	−21,8	16,3	1600	1300	2700	100
	−1,3	−17,3	15,3	1000	1200	2000	87
центральная часть	−2,0	−21,8	17,0	1700	1400	2800	98
	0,4	−13,1	16,6	1900	1400	1700	102
южная часть	−0,6	−21,5	17,1	1800	1400	2700	113
	1,4	−13,9	17,3	2000	1400	1500	113
Южнотаежная							
центральная часть	0,0	−18,9	17,0	2100	1500	2000	125
	2,7	−11,5	17,1	2200	1600	1200	124
южная часть	−1,1	−20,5	17,0	2000	1400	2400	102
	3,4	−10,8	16,0	2400	2200	1100	135

Подзона	Осадки, мм			Высота снежного покрова, см	Коэффициент увлажнения			
	год	теплый период	холодный период		год	июнь—август	июнь	сентябрь—октябрь
Среднетаежная								
северная часть	494	328	206	50	1,2	0,8	1,0	2,1
	672	312	354	—	1,8	0,8	1,6	3,0
центральная часть	570	317	259	45	1,5	0,9	1,2	2,9
	670	445	225	57	1,5	0,8	1,4	3,2
южная часть	500	347	243	48	1,4	1,1	1,0	2,4
	673	445	226	48	1,5	0,8	1,0	2,8
Южнотаежная								
центральная часть	507	402	185	44	1,0	0,8	0,7	1,6
	709	432	337	64	1,3	1,0	0,9	2,3
южная часть	560	307	253	40	1,0	0,9	0,7	1,6
	641	380	261	37	1,1	0,9	0,8	1,9

* 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 величину в этих регионах в годовом выражении (табл. 3).

Таким образом, в тайге Западной Сибири и тот и другой климатический показатель 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 Мелешенку (1961)		По Ковачику (1968)		
	За год	За лето	За год		За лето
			всего	% от общего увлажнения	
Среднетаежная					
Северная часть	150—200	75—150	160—260	35—37	30—60
Южная часть	100—150	75—150	—	—	—
Южнотаежная	100 и более	0—75	—	—	—

бири благоприятное (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 проявлению заболачивания.

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

Следовательно, различие в их реальной заболоченности следует относить 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 гидроморфно-климатическим зонам весьма избыточного и избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности. Общие климатические показатели обусловливают особенности термического режима почвогрунтов.

Почвы преобладающей части таежной зоны Западной Сибири относятся по температурному режиму к длительно-сезонномерзлотному типу (Дэмо, 1972), в то время как в европейской части СССР подобный термический режим присущ почвам только северной тайги, а почвы остальной территории таежной зоны являются сезонномерзлотными.

Тайга Западной Сибири располагается в двух зонах многолетнемерзлых пород: центральной, с двухслойным строением толщи и островным или прерывистым распространением как в почвогрунтах, так и в породах, и южной, с реликтовыми многолетнемерзлыми породами, где их новообразование потенциально возможно.

В меридиональном направлении выделяются три мерзлотные провинции — прионежская, центральная и приобская; с запада на восток выраженность различных мерзлотных явлений в почвогрунтах нарастает (Дурыс, Поляков, 1966; Баулин, 1979). Оттаивание минеральных почвогрунтов, как суглинистых, так и перекрывающих песчаных, обычно происходит очень медленно; этот процесс затягивается до июля, а в отдельные годы позднее

ны перелетки. Длительное отставание усиливает переувлажнение почвогрунтов, создает в суглинистых толщах два горизонта верховодки — над- и подмерзлотный. Это загружает вертикальный сток в почвенном профиле, увеличивает боковой сток по поверхностным горизонтам в депрессии, что способствует повышенной аккумуляции влаги в последних и благоприятствует их заболачиванию (Федорова, 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, несколько снижается атмосферное увлажнение и увеличивается испарение, что уменьшает потенциальную возможность торфонакопления и болотообразования. В северотаежной подзоне снижение уровня теплоэнергетических ресурсов обусловливает уменьшение прироста органической массы растений-торфообразователей и одновременно снижение темпов ее разложения. Кроме того, при определенной мощности органогенного слоя в почвенно-грунтовых толщах возможно новообразование многолетней мерзлоты. Последняя ограничивает вертикальный рост торфяных залежей.

Наиболее сильная заболоченность северотаежной подзоны (см. табл. 1) может свидетельствовать о том, что мерзлота в целом способствует горизонтальному росту болот. Однако сильная заболоченность может быть обусловлена и двумя другими причинами: более благоприятными для болотообразования этапами развития северной тайги в голоцене и иным характером рельефа, с почти сплошным депрессий, главным образом термокарстового происхождения (современных и древних), по числу которых северная тайга заметно выделяется среди других таежных подзон Западной Сибири (Западная Сибирь, 1963).

Подзональное различие климатических условий определяет, по-видимому, географию двух основных форм заболачивания: автономного заболачивания лесов и торфонакопительного роста болот. Можно полагать, что первая форма имеет минимальную интенсивность в южной тайге, а максимальную в северной тайге, так как обусловленная климатом дренированность рельефа уменьшается с юга на север. Вторая форма максимально 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 почв к северу таежной зоны создает большую возможность для начала торфонакопления сразу с олиготрофной стадии. На юге таежной зоны, особенно при наличии карбонатных пород и жестких почвенно-грунтовых вод, существуют условия для начала торфонакопления по евтрофному типу и значительной длительности этой стадии.

Геоморфологические условия

Западная Сибирь по рельефу представляет собой плоскую аккумулятивную равнину. Здесь встречаются лишь отдельные возвышенности тектонического или ледниково-тектонического происхождения. Их площадь невелика; преобладают генетические типы плоского рельефа — флювиогляциальные и аллювиальные равнины. Общая заболоченность сочетается с обилием понижений, многие из которых представляют собой заторфованные озера или русла древней речной сети. Озерные котловины генетически большей частью являются ледниково-тектоническими, ледниковыми, водно-ледниковыми, термокарстовыми, флювиальными (пойменными) и эоловыми (Зольцов, 1970). Заложение речной сети на этой территории происходило в раннем — начале среднего плейстоцена, а ее оформление — в поздних плейстоцене. Значительная часть этой приключайшей к гидрологически бездействующей речной сети на плоских междуречьях также явилась очагом активного торфонакопления в голоцене.

При сравнении Западной Сибири и европейской части 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 является и по некоторым морфометрическим показателям обоих регионов. Так, по глубине эрозионного расчленения практически вся таежная 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 базисов эрозии 5—25 м, а в сходных ландшафтах на европейской части СССР (в средней тайге) — 25—35 м (Зенков, 1976). Детальный анализ морфометрии рельефа Западной Сибири, проведенный Е. И. Николаевской (1970), показал, что самые полевые площади по глубине расчленения рельефа укладываются 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 красных частях «материков» и некоторых возвышенностей (Тобольский и Белогорский материки, Люлинвор, Кондо-Сосьвинский водораздел).

По этой причине тайга Западной Сибири отнесена к регионам, в которых влияние рельефа на процессы эрозии практически отсутствует (Районирование территории СССР..., 1966б). Для Западной Сибири, как отмечают многие физико-географы и геоморфологи, последние малых уклонов рек и легкой размываемости слагающих эту территорию рыхлых пород вообще характерно развитие боковой, а не глубинной эрозии.

Важным морфометрическим показателем степени расчлене-

Таблица 6 Доля площадей возвышенностей в равнинных регионах (Рациональное территории СССР..., 1965)

Зона и подзона	Регион	Возвышенности, % общей площади
Тундра и северная тайга	Западная Сибирь	7
	Европейская часть СССР	50
Средняя тайга	Западная Сибирь	20
	Европейская часть СССР	41
Южная тайга	Западная Сибирь	9
	Европейская часть СССР (Литва-Клайпедский округ)	80

ности и дренированности территории являются уклоны поверхности. В таежной области Западной Сибири преобладают уклоны до 1°30′, и только в краевых частях возвышенностей они достигают 6° (Зекцер, 1976). Например, в Тюменской области более чем на 80% ее площади уклоны не превышают 0°30′—1°30′ (Николаевская, 1970). Эти величины сопоставимы с величинами уклонов, характерными для наиболее низменных территорий европейской части СССР — Московской аллювиальной равнины, Полесья. Но на Русской равнине такие величины уклона 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 представлены мощной (до 4—6 км) толщей рыхлых осадочных отложений, многократно слоистых, пылеватых, с пониженной водопроницаемостью. Эти свойства почвогрунтов затрудняют вертикальный и боковой внутрипочвенный и грунтовый сток, в междуречьях создаются условия для неглубокого залегания горизонтов почвенно-грунтовых вод и для возникновения связи с горизонтов почвенной верховодки. Болотно-грунтовые воды растущих торфяников имеют с ними гидравлическую связь, что обусловливает постоянное пополнение горизонтов почвенно-грунтовых вод, их поднятие к поверхности и площадное распространение.

Приведенные краткие сведения об особенности рельефа Западной Сибири свидетельствуют о том, что он чрезвычайно благоприятен для проявления переувлажнения и торфонакопления на междуречных пространствах, не говоря уже о понижениях. Подобный рельеф обусловливает слабую дренированность междуречий, застой влаги и медленный поверхностный, боковой и грунтовый сток, возможность аккумуляции влаги в котловинах — местных базисах эрозии междуречий, а не сток по общую гидрографическую сеть равнины. Это влечет за собой прогрессирующее накопление влаги на поверхности междуречий, под-

вание к поверхности уровней почвенно-грунтовых вод, возникновение торфяников верховых. Эти условия сами по себе могут привести со временем к заболачиванию, но развитие этого процесса облегчается еще и существованием множества обводненных котловин, являющихся первичными очагами торфонакопления. Вертикальный и горизонтальный рост торфяных толщ благодаря большой влагоемкости торфа способствует увеличению с течением времени аккумуляции влаги на поверхности междуречий. В настоящее время размеры аккумуляции влаги только в торфяных массивах тайги Западной Сибири оцениваются не меньше чем в 1000 км³ (Вендров и др., 1966).

Торфонакопление 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 перестройке, к снижению интенсивности эрозионно-денудационных процессов и к значительному снижению общей дренированности территории.

Широкое распространение торфяных болот в голоцене на территории Западной Сибири свидетельствует о том, что основные рельефообразующие факторы — неотектоника и денудация — не могут противостоять развитию торфонакоплений. По мнению А. А. Земцова (1976), это связано с тем, что скорость торфонакопления соизмерима со скоростью современных тектонических движений и почти в 100 раз превышает скорость плоскостного смыва. При этом заболачивание, консервируя рельеф, еще более его сглаживает. Что же касается тектонических движений, то их влияние на болотообразование сводится к изменению гипсометрического положения болот, некоторой внутренней перестройке их структуры, степени заозеренности и некоторых других характеристик. Этим и объясняется несоответствие морфоструктурных элементов равнины, характеризующихся положительным знаком новейших тектонических движений, степени их заболоченности.

Таким образом, геоморфологические условия таежной области Западной Сибири можно расценить как первостепенный фактор заболачивания. Характерные для этого региона цикловость рельефа и слабая дренированность сочетаются, как было показано, с повышенным увлажнением и пониженной теплообеспеченностью территории; подобного сочетания экологических и геоморфологических условий вполне достаточно для возникновения и развития заболачивания.

Значительно меньшая заболоченность таежной зоны в европейской части СССР свидетельствует о том, что дренированный расчлененный рельеф может в условиях сходного избыточного увлажнения противостоять проявлению заболачивания, сделать его локальным, приуроченным только к отрицательным формам рельефа. В Западной Сибири рельеф не играет такой роли, напротив, он может только усилить избыточную увлажненность территории, предопределенную климатом.

Гидрологические условия

К характерной особенности 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 такие же или лишь несколько больше (Конда — 0,02 м/км, Северная Сосьва — 0,055 м/км); для болотных речек характерны значительно меньшие уклоны.

Из крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, самые небольшие уклоны имеет Обь, уклон Северной Двины больше в 3—4 раза, Енисея — в 1,5—2 раза (Малик, 1969, 1972, Болота Западной Сибири..., 1976). Выработку продольных профилей рек осложняет и неотектоника, обусловливающая разновозрастность разных частей речных долин, благодаря чему некоторые ареалы остаются совсем не освоенными современной гидрографической сетью (Чернышева, 1971).

Другая особенность рек Западно-Сибирской равнины — это их слабый эрозионный врез и развитие боковой эрозии. Следствием является заполнение русла рек наносами, повышение базисов эрозии, увеличение с течением времени извилистости русла, уменьшение расходов воды и общее снижение 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, Конды — 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 — Конды и Северной Сосьвы — меньше, чем в бассейнах некоторых крупных рек Севера европейской части СССР (табл. 6).

На преобладающих в Западной Сибири равнинностях густота речной сети составляет около 0,20 км/км² при средней ширине междуречий до 15 км; на возвышенностях эти показатели увеличиваются соответственно до 0,40 км/км² и 0,5 км (Домашицкий 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 обусловливают ряд особенностей гидрологического режима. Характерна длительность половодья — на Оби и Иртыше в среднем и нижнем течении оно продолжается до 3—4 месяцев (в то время как на Мезени, Северной Двине и Печоре — 2—3 месяца). В многоводные годы весенне-летний участок половодья сливается с осенним максимумом. Причина этого — повторные явления, возникающие в период снеготаяния и ледостава и обусловленные разновременностью климатических и гидрологических весенних процессов в разных частях бассейнов Оби и Иртыша (Бендров и др., 1966).

Таблица 8. Густота речной сети, км/км² (по Поканцкому и др., 1971)

Река	Густота речной сети в данном створе	Река	Густота речной сети в данном створе
Обь	0,26	Печора	0,48
Иртыш	0,14	Мезень	0,64
Конда	0,21	Северная Двина	0,58
Северная Сосьва	0,33		

Подпорные явления распространяются на большие расстояния в глубь бассейнов подпрудных рек и составляют на Оби (вверх от устья Иртыша) 350 км (14% длины реки), Северной Сосьве — 248 км (33%), Лямине — 197 км (49%). Следствием подпоров является длительное затопление речных пойм. Подпоры и длительные половодья способствуют превращению рек в эти периоды из факторов дренажа в факторы пополнения водами междуречных пространств (Малик, 1977).

Обширные междуречья Западной Сибири изобилуют множеством бессточных депрессий. Важно подчеркнуть, что эти депрессии являются местными базисами эрозии и сильно затрудняют поверхностный и грунтовый сток к рекам. К настоящему времени они большей частью заторфованы, и в связи с этим потери стока весьма значительны. По расчетам Л. А. Булекова (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 в северо-восточной тяжелой зоне). При небольшом осеннем увлажнении потери стока весной достигают 120—170 мм; при сильном осеннем увлажнении они снижаются до 70—100 мм. На юге Васюганья наблюдались случаи, когда после сухой осени при слое талой воды в 100—140 мм сток составил всего 2—5 мм.

Болота не являются значительными регуляторами стока, так как вода в них находится главным образом в связанном состоянии. Верховые болота не увеличивают меженный сток даже во влажные годы, вся несвязанная вода успевает стечь с них вскоре после прохождения половодья. В целом болота снижают величину стока за счет повышенного испарения с их поверхности: на верховых болотах — на 10—15%, на сплавных — на 20% (Павлова и Субоч, 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 — 0,28. Этот показатель свидетельствует о чрезвычайно слабой дренирующей 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 играют даже противоположную роль и служат источником пополнения горизонтов грунтовых вод. Эти гидрологические особенности западносибирских рек способствуют усилению общего переувлажнения таежной 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, проявляющихся, как отмечалось, в условиях избыточно влажного климата.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА

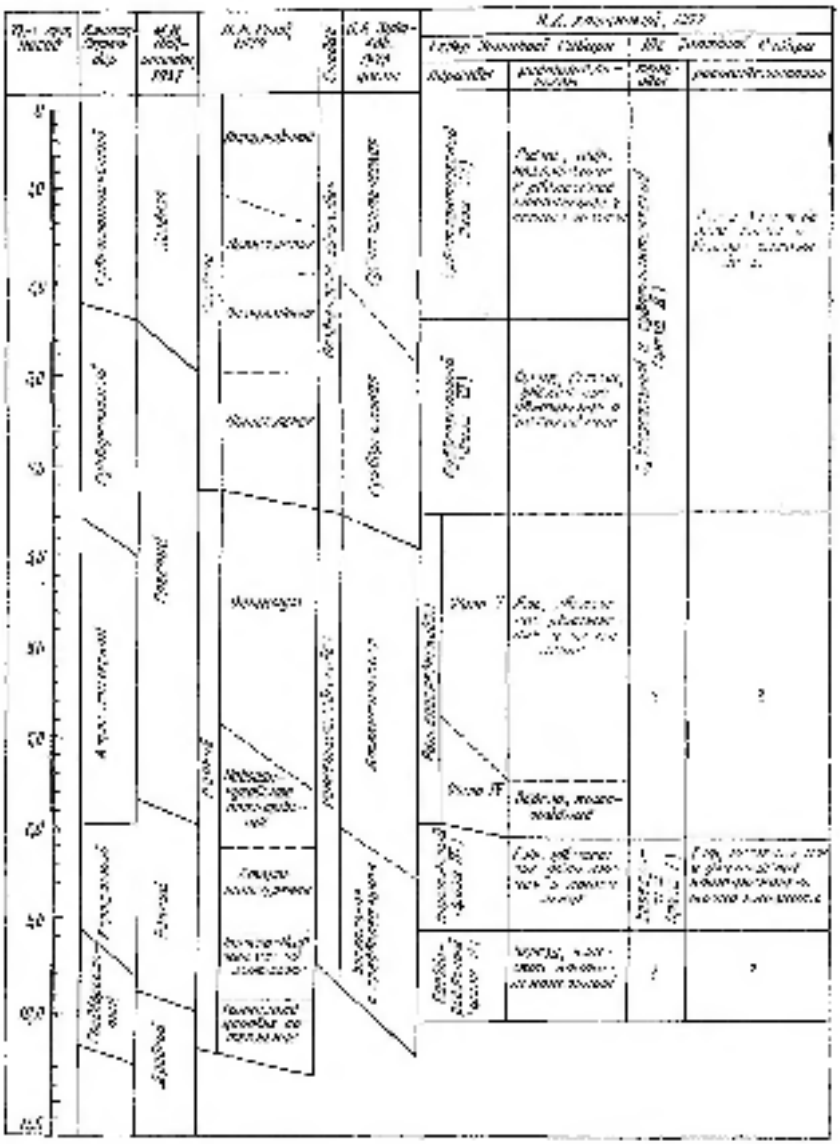
Болота — сложные образования. Начало их развития в таежной части Западной Сибири датируется временем 10—11 тыс. лет назад, т. е. древним голоценом или предбореальным периодом (Нейштадт, 1971). Климатические условия предбореального периода были неблагоприятны для болотообразования (холодный послеледниковый континентальный климат), и начальное торфонакопление проявилось лишь в некоторых глубоко врезанных, но мелководных зарастающих депрессиях. Там, где региональные условия сложились для торфонакопления благоприятно, они, по-видимому, начали развиваться сразу во множестве подобных точек. 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 таежной части Западной Сибири влажным и теплым, что обусловило широкое распространение еловых 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 на ее свойства, замедляло и даже временно осушало окраины болот, но не могло прервать процесс торфонакопления в большей части болотного массива.

Похолодание на фоне избыточного увлажнения началось около 1,5 тыс. лет назад, на границе атлантического и суббореального периодов. Суббореальный период (2,5 тыс. лет назад — 0) рассматривается как отрезок голоцена с наиболее холодным и континентальным климатом (Хотинский, 1977).

В отношении южной тайги Западной Сибири, где развитие природных условий имело ту же направленность, вопрос о характере потепления во вторую половину атлантического периода, в оптимум голоцена, до сих пор остается дискуссионным.

Таблица 7 Периодизация голоцена в Западной Сибири



Господствовавшее ранее представление о постепенной и плавной аридизации климата на юге таежной зоны, способствовавшей развитию лесостепных ландшафтов во время оптимума голоцена, в настоящее время подвергается сомнению (Хотинский, 1977).

Оставляя решение этого вопроса специалистам-палеогеографам, необходимо все же отметить, что темноцветные верхие гумусовые горизонты южнотаежных почв Западной Сибири имеют радиоуглеродные датировки в диапазоне 4—8,6 тыс. лет; преобладающая их часть приходится на атлантический период (оптимум), 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 таежной зоны и значительно раньше, в бореальное время.

Известны археологические данные, свидетельствующие в пользу того, что во второй половине голоцена в южнотаежной части Западной Сибири существовала 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 представлений об эволюции почв этой территории, но в аспекте развития процесса торфонакопления в голоцене то или иное его решение по существу ничего не меняет. В уже развившихся к этому времени обширных болотных массивах субгумидный климат не мог заметно изменить (замедлить, прервать) процесс саморазвития торфяников; происходила лишь некоторая актуализированность их горизонтального роста.

Таким образом, с бореального периода в таежной зоне Западной Сибири ландшафтно-климатические условия были благоприятны для торфонакопления и обеспечивали саморазвитие торфяных болот; диапазон возможных смен ландшафтов укладывается в рамки лесотундра — лесостепь; величина избытка атмосферной влаги за весь отрезок голоцена от бореального периода до настоящего времени колебалась в пределах от 50 до >140 мм/год (Жукова, 1977). Процесс торфонакопления развивался, по-видимому, с неодинаковой скоростью, что определялось как изменениями климата, так и локальными экологическими условиями в пределах каждого болотного массива.

Согласно данным О. А. Лисс и соавторов (Лисс и др., 1976), скорость торфонакопления в среднетаежной подзоне изучалась за 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, дренирующая способность рек) приводят к постепенной, возрастающей со временем аккумуляции влаги на поверхности и в почвенно-грунтовой толще междуречий. Торфонакопление возникает первоначально в микропонижениях; с ростом торфяников «водосодержащая способность» междуречий возрастает, а дренирующая способность рек снижается. На суходольных пространствах, испытывающих ухудшение дренажа в связи с заполнением ковдыш торфом и выходом из строя дренирующих водотоков, поднимается к поверхности или снижают горизонты почвенно-грунтовых вод и верховодок, начинается заторфовывание сначала микропонижений, а затем и наиболее пологих участков. Растущие торфяники постепенно создают вокруг себя сферы влияния, сбрасывая избыточную влагу грунтовым и поверхностным стоком на прилегающие части суходолов. Эти сферы влияния торфяных болот при их непрерывном вертикальном росте все более пространственно расширяются, так как плоский рельеф не может препятствовать этому процессу. Поступление дополнительной влаги со стороны болот способствует увеличению гидроморфизма в почвах и ландшафтах суходолов.

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

В качестве примера территорий, природные условия которых благоприятствуют образованию болот, мы кратко охарактеризовали в этих главах тайгу Западной Сибири, где воздействие трех основных факторов заболачивания проявляется на обширной территории. Однако следует подчеркнуть, что уникальная заболоченность 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 создались многочисленные сферы влияния близко расположенных болот. Тем

сочья было облегчено их слияние в обширные болотные системы.

Литологические особенности слагающих территорию пород также играли свою роль; мощные рыхлые толщи способствовали развитию боковой, а не глубинной эрозии; их слоистость, уплотненность и пониженная водопроницаемость затрудняют условия внутрипочвенного стока и благоприятствуют возникновению торфяников или даже аккумуляции влаги в почвенно-грунтовых толщах. Отрицательные неотектонические движения формируют на территории таежной зоны крупные морфоструктуры, в пределах которых условия стока ухудшаются во времени.

Развитию на рассматриваемой территории длительно-сезонной мерзлоты также увеличивает переувлажнение почвогрунтов на междуречьях, так как затрудняет вертикальный почвенно-грунтовый сток. Вместе с тем она способствует поверхностному латеральному стоку талых вод по поверхности, что обеспечивает дополнительную аккумуляцию влаги в заторфованных депрессиях. Можно предполагать, что длительно-сезонная мерзлота оказывала воздействие в течение не всего периода торфонакопления в голоцене. Возможно, она устойчиво сохранялась только последние несколько тысячелетий, но на фоне уже возникшего сильного переувлажнения и заторфованности 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 постоянно избыточно влажный климат и перманентность торфонакопления, отсутствие длительного замедления или нарушения непрерывности процесса. Следует также отметить, что из трех основных факторов заболачивания на протяжении голоцена только климат оставался неизменным (постоянно влажным) в аспекте его влияния на болотообразование. Воздействие же двух других факторов с течением времени возрастало, поскольку дренирующая роль рек все более уменьшалась, рельеф становился все более плоским и консервировался растущими торфяниками.

В целом уникальная заболоченность 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 заболоченности, которая составляет вообще 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. Имеется в виду мезо- и микрорельеф заболачивающегося участка, его литология, отсутствие или наличие почвенно-грунтовых и грунтовых вод на,

глубине, обеспечивающей их влияние на почвы и растительность, некоторые свойства почвенной толщи и некоторые характеристики болотного массива.

ФОРМЫ, ТИПЫ И МЕХАНИЗМЫ ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

В обзоре литературы по заболачиванию отмечалось, что в одной из почвенных гипотез заболачивания этот процесс связывается с развитием олиготрофных почв и формированием на древесных и почвенном покрове слабоводопроницаемого иллювиального горизонта — плинкового (на легких породах) или гипнистого кумматрофного (на тяжелых породах). Далее этим горизонтом возникает поверхностное стекание и запас торфонакопление. Эта гипотеза заболачивания аргументирована пока недостаточно и остается чисто теоретической, хотя возникновение заболачивания в таежной зоне по причине подобного саморазвития почвенных профилей представляется вполне реальным. Эту, пока гипотетическую форму заболачивания можно назвать автохтонной. По существу она совпадает с представлениями об автогенном заболачивании лесов в болотоведении.

Прогрессивный рост болота возможен только при условии сбрасывания им за пределы суходи какого-то количества свободной воды. Происходящее при этом заболачивание суходольных почв, очевидно, является уже не саморазвитием, а метаморфозом, так как причиной эволюции служит дополнительный влаги, поступающей извне. Это заболачивание можно назвать аллохтонным. По существу оно совпадает с представлением о торфяном росте болот в болотоведении.

Таким образом, в почвенно-генетико-географическом плане предлагается выделять *две формы заболачивания — автохтонное и аллохтонное.*

Масса воды, участвующей в аллохтонном заболачивании, неизмеримо бо́льшая, чем при возможном автохтонном его развитии. Поэтому можно полагать, что скорость аллохтонного заболачивания значительно выше и что в создании огромных по площади ареалов современных суходольных болот первостепенную роль сыграло именно аллохтонное заболачивание. Настоящая работа посвящена аллохтонному заболачиванию почв и почвенного покрова.

Торфяное болото сбрасывает избыток свободной воды на прилегающий суходол двумя путями: поверхностным (кратковременное или длительное затопление) и (или) грунтовым (инфильтрация или подпор торфяного почвенно-грунтового пояса). Поэтому при аллохтонном развитии процесса могут иметь место три *гидрологических типа заболачивания — почвенно-грунтовое, поверхностное и смешанное.* Тип заболачивания определяется локальной (местной) обстановкой: литолого-геоморфологическими условиями, характеристиками почв 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 определенных условиях — смешанное. На тяжелых породах представлены все три типа, но в особенности поверхностное и смешанное заболачивание.

На легких породах почвенно-грунтовое заболачивание протекает достаточно однообразно внутри таежной зоны. Отмечается одна биоклиматическая закономерность: в северной тайге и в восточной (более континентальной) части средней тайги почвенно-грунтовое заболачивание постепенно «сдвигается» в сторону смешанного. Это объясняется все большим распространением длительно-сезонномерзлотных явлений в заболоченных подзолах этих регионов. Наиболее долго оттаивают уплотненные иллювиальные горизонты (в том числе и ортзандовые). Они находятся еще в мерзлом состоянии, тогда как лежащие выше подзолистые горизонты и нижняя часть профиля, находящаяся в сфере капиллярной каймы почвенно-грунтовых вод, уже оттаивают. Это способствует застаиванию поверхностной влаги в верхней части профиля подзолов в первую половину лета и приводит к развитию не чисто почвенно-грунтового, а скорее смешанного заболачивания.

На тяжелых породах к северу и востоку таежной зоны все больше пространственно преобладает поверхностный тип заболачивания. Эта биоклиматическая закономерность объясняется также развитием длительно-сезонномерзлотных и мерзлотных явлений в почвах.

В зависимости от локальных условий (мезорельефа, характера почвенного профиля, характера и степени влияния болота) каждый тип заболачивания реализуется разными *механизмами*, т. е. определенной совокупностью и последовательностью процессов, трансформирующих исходную незаболоченную или менее заболоченную почву в болотную (Караваева, 1969, 1973, 1977). При нарастании гидроморфизма в почвах совершается множество микропроцессов и частных макропроцессов (по Роде (1971)). В понятие «механизм заболачивания» входят частные макропроцессы, или элементарные почвообразовательные процессы - ЭПП (Герасимов, Глазовская, 1960), наиболее важные, которые прямо способствуют созданию свойств, делающих возможным торфонакопление. Другие ЭПП, лишь сопутствующие заболачиванию и не влияющие на развитие процесса, могут именоваться «элементами заболачивания».

В понятие «механизм заболачивания» включаются также процессы поступления в почву добавочной влаги извне, которые не связаны с почвообразованием на заболачивающемся участке: подъем почвенно-грунтовых вод и поверхностное затопление со стороны торфяника. Именно эти процессы — разный режим и количество (качество) поступающей дополнительной влаги — и определяют естественное различие в сочетаниях ЭПП, которые совершаются в минеральном профиле почв до заторфовывания.

Таблица 8. Типы и механизмы аллохтонного заболачивания в условиях ГК Прибайкалья

Тип заболачивания	Порода	Ландшафт	Сферы влияния болот (их удаленность от плеса)	Механизмы заболачивания	
				Очаговый тип	Зональный тип
Плоскостной	Суглинки — супеси	Предгорно-наклонно-волнистый	Сфера распространения аллохтонных болот	I. Краткосрезонансное заболачивание Условия: отсутствие Заторфованность: нет	II. Краткосрезонансное заболачивание Условия: отсутствие Увеличение атмосферных осадков по континентальной дифференциации Образование устойчивых горизонтов в почвогрунтах и почвах Заторфованность: нет
Плоскостно-трубчатый	Пески — супеси	Плоский	Ближняя граница болота	III. Длительное заболачивание Условия: отсутствие Заторфованность: нет	
		Склоновый или волнистый	То же	I. Отсутствие Образование: отсутствует Переувлажнение: отсутствует Заторфованность: нет	
		Плоский	Сфера распространения болот на любом расстоянии от плеса	II. Отсутствие Образование: устойчивого горизонта: П Переувлажнение: отсутствует Заторфованность: нет	

Осушенный	Суходольно-луговой	Плоский или холмистый	Сфера почвенно-грунтового питания болота [*]	I. Подъем почвенно-грунтовых вод Усиление оглеения Заторфовывание Заторфовывание	II. Кратковременное затопление Усиление элювиально - аллювиальной дифференциации Образование уплотненного горизонта В Полигональное оглеение Подъем почвенно-грунтовых вод Заторфовывание
		Дренируемые покровные отложения	Область транзита болота	?	III. Кратковременное затопление Усиление элювиально-аллювиальной дифференциации Образование уплотненного горизонта В Подъем почвенно-грунтовых вод Задержание (сфагновыми мхами) Заторфовывание Заторфовывание
		Плоский	То же	IV. Затопление и подъем почвенно-грунтовых вод почти одновременно Стабильное оглеение Заторфовывание	
	Пойменно-луговой	Плоский или склоны	»	V. Затопление Заторфовывание	

[*] Удаленная от границы болота часть сферы почвенно-грунтового питания наблюдается при значительном уровне болотно-грунтовых вод.

[**] Весь участок пойменно-суходольный, испытывающий подпор со стороны болотно-грунтовых и близлежащих почвенно-грунтовых вод.

[***] Наиболее удаленная от границ болота часть сферы почвенно-грунтового питания болота.

Механизмы аллохтонного заболачивания, которые мы выделяем, уже были частично освещены нами ранее (Караваева, 1969, 1970а, 1977). С некоторыми дополнениями и корректировкой они сведены в табл. 8. Как видим, в таблице отражены основные возможные случаи заболачивания — его типы, механический состав пород, условия рельефа, степень влияния болотного массива и характер почв. В частности, в характеристиках рельефа заболачивающегося участка учтены четыре основных варианта — плоский рельеф, склон, микропонижения и дренируемые микропонижения. Нужно отметить, что микропонижения вблизи границы болота часто бывают лучше дренированы, чем в удалении от него. Когда болото еще не заполнило депрессии, из него имеется сток, и благодаря крутым склонам депрессий дренаж близлежащих микропонижений улучшается. Учтены также основные возможные варианты влияния болота на суходол: поверхностное затопление и подпор-подъем почвенно-грунтовых вод. Степень подобного влияния отражена через удаленность от границ болота.

В пределах типов поверхностного и почвенно-грунтового заболачивания, обусловленных литологией, увлажненность 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 единственным и определяющим является третье условие.

Импульсом к возникновению поверхностного заболачивания служит кратковременное или длительное (постоянное) поверхностное затопление водами болота.

В средней тайге затопление подвергается слабо дифференцированные по элювиально-аллювиальному типу почвы — элювозамы таежные. Кратковременное затопление вызывает в них постепенное усиление оглеения 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 обеднена и обладает достаточной порозностью и водопроницаемостью, вначале наблюдается эффект резкого усиления элювиально-аллювиальной дифференциации профиля. Затем над уплотненным аллювиальным горизонтом В возникает и со временем усиливается поверхностное оглеение, приводящее к началу торфонакопления, — II механизм поверхностного заболачивания. Можно полагать, что этот механизм может иметь место и в средней тайге, когда кратковременному поверхностному затоплению подвергаются текстурно-дифференцированные подзолистые суглинистые почвы. Длительное (постоянное) затопление водами болота, независимо от характера почвенного профиля, создает в почвах стабильное оглеение и приводит к торфонакоплению — III механизм поверхностного заболачивания.

В целом основная черта механизмов поверхностного заболачивания — возникновение или усиление поверхностного оглеения в почвах. Это приводит к ухудшению и без того неудовлетворительного внутреннего дренажа почвенной толщи. Избыточная влага в верхних минеральных горизонтах вызывает ухудшение степени разложения подстилки, смену растительности на более торфяную, начало торфонакопления. На определенных этапах поверхностного заболачивания (особенно облесе болот) в почвенном профиле могут появляться почвенно-грунтовые воды. Но они в этом случае не играют решающей роли, так как все изменения в почвах и растительности, происходящие под влиянием поверхностного переувлажнения, значительно опережают медленный подъем почвенно-грунтовых вод к поверхности.

Почвенно-грунтовое заболачивание возникает в связи с подпором горизонта почвенно-грунтовых вод прилегающего суходола болотными водами или в связи со сбрасыванием последних в 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 органогена — I механизм почвенно-грунтового заболачивания; в условиях плоского рельефа обычно формируется достаточно уплотненный горизонт Bfh, иногда с фрагментами органогена — II механизм почвенно-грунтового заболачивания. Затем над уплотненной толщей возникает и усиливается поверхностное оглеение, что в конце концов приводит к началу торфонакопления.

В целом основная черта механизмов почвенно-грунтового заболачивания — формирование уплотненного иллювиально-элювиального горизонта как результат подзолистого Al—Fe-гумусового почвообразования в условиях подпруженных почвенно-грунтовых вод. В этом смысле почвенно-грунтовые механизмы являются по существу именно почвенными, обязанными почвообразованию. Без формирования уплотненного горизонта было бы невозможно возникновение и развитие последующих элементарных почвенных процессов — поверхностного оглеения и торфонакопления, а также протекание заболачивания как такового.

На последних этапах проявления почвенно-грунтовых механизмов почвенно-грунтовый тип заболачивания, как уже отмечалось, сменяется смешанным благодаря застою поверхностных вод над уплотненным горизонтом B и органогеном. 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 суходол — 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 разобще-

ние во времени. Разные последовательность и выраженность этих явлений в 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 болото приобретает поверхностное заполнение, стимулирующее торфообразование, — I механизм смешанного заболачивания. Возможно, что грунтовая фаза переувлажнения не вызывает торфонакопления только потому, что медленный подъем почвенно-грунтовых вод не необходимую для этого глубину опережается поверхностным заполнением со стороны болота.

В южной тайге заболачивание происходит или вблизи болота, или в удалении от него по микропонижениям рельефа; в последних сформированы подзолисто-глеевые почвы, характеризующиеся текстурно-дифференцированным профилем и поверхностным оглеением. Подъем почвенно-грунтовых вод в подзолистом профиле вызывает его стабильное, сплошное по глубине оглеение и заторфовывание — 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, заторфовывание которых может быть вызвано только достаточно со временем поверхностным заполнением со стороны болота, — III механизм смешанного заболачивания.

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

На легких породах в средней и южной тайге развит еще один (V) механизм смешанного заболачивания — заполнение, которое способствует резкой смене элювиального подзола на глеезем 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 удержанию на поверхности болотной воды в результате проявления воздействия одного из механизмов почвенно-грунтового заболачивания еще до момента заполнения: в почве неглубоко лежат почвенно-грунтовые воды, имеется уплотненный горизонт В или оргвяжд, подзолистый горизонт А2 переувлажнен. Достаточно мощной торфянистой подстилки может и не быть. В болотную почву глеевый подзол превращается благодаря заполнению; заметное нарастание торфа может начаться и после заполнения.

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

ное в профиле почв переувлажнения и оглеения, обязывающих со временем торфонакоплению. Разница заключается в том, что при смешанном 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 смешанного 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 наличии процесса и его активном развитии. Мы использовали следующие четыре группы таких критериев.

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

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

3. Болотные: структура болот, фазы их развития и стратиграфия торфяных залежей, информирующие об основных этапах формирования болот, помогающие выявить время, когда могло начаться влияние болота на прилегающий суходол, и степень увлажнения во времени этого влияния и тем самым позволяющие, хотя и по косвенным признакам, наметить хронологию для первых двух критериев.

4. Возрастные: датировки некоторых горизонтов почв и торфяников, прямо или косвенно позволяющие определить время, когда происходили те или иные смены почвообразования 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 экологическим условиям болота и могли развиться только в лесном заболоченном или суходольном ландшафте. Подобный минеральный субстрат является реликтовым для болотной почвы. Реликтовой является и лесная подстилка в нижней части торфяной залежи (если, конечно, подстилка сохранилась до времени наблюдения, — она могла быть уничтожена пожаром или сильно трансформироваться в условиях болота, что исключает ее четкое диагностирование).

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 долго сохраняется и морфологически различима: из-за усадки ее мощность несколько меньше средней мощности подстилки в лесу. В лежащих выше слоях торфяной залежи степень разложения меньше и соответственно потери при прокаливании существенно выше, чем в лесной подстилке, погребенной под торфом.

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

Значительно более сложна диагностика нарастания гидроморфизма в почвах еще лесных, в той или иной степени заболоченных ландшафтов. В этом случае критериями нарастающего увлажнения могут быть:

— увеличение мощности подстилки (как результат наблюдаемого иногда в елово-мощинно-сфагновых сукцессиях долгомошного и сфагновых мхов), часто уже выраженная слоистость подстилки (внизу — кустарничково-зеленомошный слой, сверху — слой с преобладанием долгомошно-сфагновых остатков);

— сдвигание вниз границы элювиального и иллювиального горизонтов (это может быть выявлено по ряду признаков), если заболачивание на начальных или более продвинутых стадиях характеризуется усилением элювиально-иллювиальной дифференциации профиля;

— формирование оргзандра и подъем его верхней границы все ближе к поверхности;

— усиление оглеения профиля по тем или иным признакам, способствующее изменению морфологии, сложения, структуры и химического состава горизонтов, которые могли создаваться только в менее гидроморфных условиях или при полном 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 заболачивания почв в Западной Сибири.

Почвенно-географические критерии

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

Состав почвенного покрова заболачивающейся территории характеризуется обязательным присутствием полугидроморфного и гидроморфного компонентов во всех почвенных комбинациях. В условиях избыточного атмосферного увлажнения, плоского рельефа и неудовлетворительного дренажа эти компоненты активно развиваются — перегумусирование этих почв, степень их оглеения и мощность органогенных горизонтов имеет тенденцию к увеличению во времени. Это, в свою очередь, приводит к расширению ареалов, занимаемых гидроморфными и полугидроморфными почвами, за счет ареалов автоморфных почв, и в результате к упрощению состава почвенного покрова, уменьшению общего числа слагающих его компонентов.

Б. Б. Полынов (1925) отметил, что в каждом ландшафте и почве наряду с консервативными (современными) и реликтовыми элементами следует различать и прогрессивные элементы, характеризующие тренд дальнейшего развития. Подобными прогрессивным элементом на заболачивающейся территории являются полугидроморфные и гидроморфные компоненты почвенного покрова. В. М. Фридланд (1972) различает актуальную (современную) и потенциальную структуру почвенного покрова; заболачивание представляет собой процесс развития от первой формы существования почвенного покрова ко второй.

Таким образом, процесс заболачивания отражается в составе почвенного покрова обязательным присутствием полугидроморфного и гидроморфного компонентов во всех почвенных комбинациях, изменением во времени набора почв, слагающих почвенный покров. На начальных стадиях заболачивания общий спектр почв может увеличиваться, но за счет почв полугидроморфного и супергидроморфного ряда; на последующих стадиях наблюдается все большее упрощение состава почвенного покрова вследствие полного или частичного выпадения почв автоморфных и полугидроморфных.

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

В условиях плоского рельефа характерными становятся котловые гидроморфные сочетания почв, отражающие разную сте-

гень влияния болота. При слиянии сфер влияния нескольких болотных массивов этот рисунок становится все более размытым. В условиях более расчлененного рельефа и на продвинутых стадиях заболачивания часто выражен «материково-островной болотный» рисунок почвенного покрова: материковые «острова» на фоне органогенно-глеевых и органогенных почв.

Конечная стадия заболачивания дает полное преобразование структуры почвенного покрова: сочетания разнообразных почв трансформируются в комплексы болотных почв или в их однородные ареалы.

При диагностике заболачивания катен используются прежде всего те же критерии, что и при диагностике состава и структуры почвенного покрова, за исключением геометрии почвенных ареалов, которую катены не отражают. Эти критерии позволяют выявить изменения в спектре почв, составляющих катену, трансформацию ее внутреннего строения через изменения длины и протяженности секторов и частей катены, появление новых секторов, изменение характера границ между разными частями и секторами катены и т. д. Но, поскольку катена является геохимическим сопряжением почв, все перечисленные выше трансформации следует связывать прежде всего с изменением характера этого сопряжения, т. е. генетических взаимосвязей между почвами, которые катена выражает достаточно ясно. Здесь имеется в виду постепенное изменение во времени нормального сопряжения почв в катене (увеличение геохимической подчиненности 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 начаться это влияние. Заметное влияние болота на суходол обычно появляется, когда его развитие переходит в мезотрофную или олиготрофную фазу, при заполнении (по вертикали) лощины торфом мощность торфяной залежи больше. Мощность торфяной залежи при этом может быть различной, но должна составлять несколько сантиметров 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 предполагается на основе разных соображений. По скорости нарастания торфяной залежи (чем больше скорость, тем меньше разложенность торфа) можно судить о том, как влияние болота усиливалось во времени. Современная фаза раз-

вития болота и особенно обводненность его краевых частей могут дать представление о степени его влияния на суходол в момент наблюдения.

Возрастные критерии

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

Менее определенная интерпретация может быть получена при датировании по C^{14} некоторых почвенных горизонтов, например аллювиальных, пойменно-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 в почвоведении не найдены. Поэтому интерпретация почвенных радиоуглеродных дат должна сопровождаться достаточно строгой археолого-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 характеристикой, дополняющей описанные выше критерии.

ЗАБОЛАЧИВАНИЕ НА ЛЕГКИХ ПОРОДАХ В СРЕДНЕЙ ТАЙГЕ

Анализ региональных проблем заболачивания и эволюции почв целесообразно начать с анализа почвенно-грунтового заболачивания, развивающегося на легких породах, поскольку оно наиболее ярко выражено в почвах и почвенном покрове и наиболее четко дифференцируется. Один из изученных объектов — Сытомкинский *арел*, который далее и рассматривается,— расположен на надпойменных террасах Оби в Сургутском Полесье, которое относится к территории, испытывающей интенсивное опускание (Верламов и др., 1970).

СЫТОМКИНСКИЙ АРЕАЛ

Ландшафты ареала были изучены вдоль 2,5-километрового нивелирного профиля, протягивающегося от пойменного Обь через I и II террасы до берега озера в красной части обширного грядово-мочажинного болота.

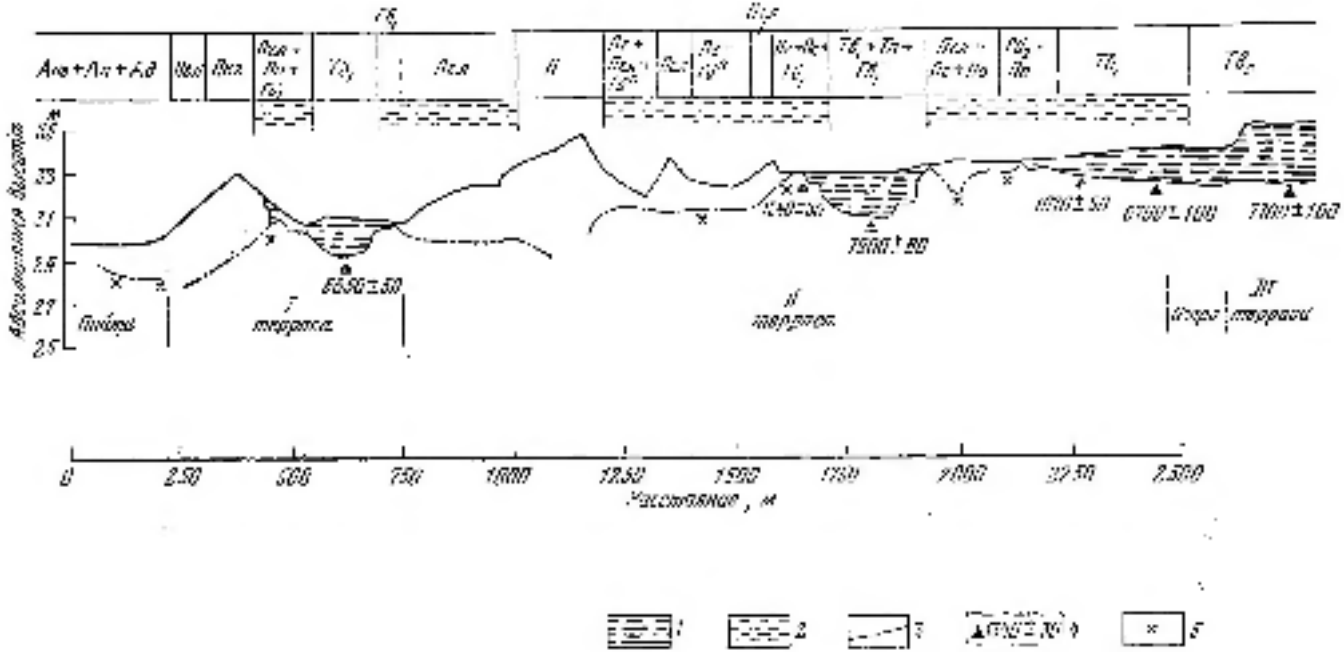
Террасы сложены до глубины 3,5—6 м аллювиальными кварцевыми песками, подстилаемыми глинистыми отложениями. В песчаной толще часто встречаются прослойки песков и супесей, более богатых по химико-минералогическому составу. Рельеф террас выположенный, с отдельными участками мелких бугристых и грядовых форм, свидетельствующих о небольшой эоловой переработке поверхности в прошлом. Абсолютные высоты I и II террас соответственно 31—33 и 33—35 м. Понижения рельефа, в том числе занятые болотами, имеют 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 расположается на небольшой глубине (0,1—2,5 м) и гидравлически связан с уровнем болотных вод в растущих торфяниках. Почвенно-грунтовые воды лежат глубоко (не обнаружены до 4,6 м) только в центральной, наиболее повышенной части II надпойменной террасы и на отдельных участках I террасы. Уровень болотных вод в разных торфяниках имеет различные отметки. На торфянике 1 (рис. 1) он был зафиксирован в июле в 60—70 см от поверхности. Это связано с хорошими условиями дренирования благодаря выпуклой форме торфяника и наличию вокруг него понижения (по-видимому, старичного происхождения), в которое сбрасывается часть свободной воды. Другая ее часть сбрасывается в почвенно-грунтовые воды I надпойменной террасы, чем и объясняется их близкое от нее залегание. Торфя-

Таблица 9 Некоторые характеристики химического состава почвенно-грунтовых вод*

№ профи	Местоположение на профиле	Объем отбора, мл/л	Потери при прокаливании, мг/л	pH	Щелочность HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	Fe^{2+}	Жесткость, мг-экв/л
40	Верховье гряды между торфяниками 2 и 3; подзол глеевый	100	116	6,02	1,07** 65,0	0,42 8,35	0,06 1,01	0,02 0,75	0,03 0,80	0,32 17,80	0,42
57	Средняя часть склона II надпойменной террасы; подзол глеевый с фрагментами органогена	75	91	5,17	0,40 24,4	0,43 8,05	0,03 0,30	0,02 0,80	0,02 0,40	0,02 1,30	0,45
11	Окраина торфяника I — нижняя часть тетрии; подзол органогенный торфяниковый	85	71	4,85	0,20 12,21	0,17 3,46	0,09 1,35	0,02 0,86	0,03 0,75	0,101 1,70	0,29
41	Подножье гряды у границы торфяника 3; подзол глеевый	47	38	4,42	0,42 25,62	0,23 4,32	0,08 0,95	0,02 0,75	0,02 0,37	0	0,20
51	Нижняя часть склона II надпойменной террасы к торфянику 2; подзол органогенный	45	27	5,84	0,13 8,15	0,07 1,37	0,04 0,32	0,01 0,35	0	0	0,11
1	Высокая пойма; почва пойменная перегнойно-глеевая дерновая	25	20	6,38	0,24 14,64	0,24 4,71	0,03 0,70	0,04 1,40	0,05 1,15	0	0,30

* Аналитик Т. Д. Волгунова. ** Здесь во всех графах: числитель — мг-экв/л, знаменатель — мг/л. *** Прочерк — в лаборатории не определяли, 0 — отсутствие в 100 мл/л.


Абсолютные высоты
0
250
500
750
1000
1250
1500
1750
2000
2250
2500
Условные, м
I
II
III
1
2
3
4
5

ника 2 и 3 сильно обводнены, окружены обширной и глубокой обводненной зоной (гальей) шириной до 100 м и глубиной до 1 м. Уровень болотных вод в этих торфяниках лежит на поверхности или вблизи нее.

Анализ химического состава почвенно-грунтовых вод показал его значительную пестроту в разных ландшафтных условиях (табл. 9). В целом воды гидрокарбонатно-кальциевые, пресные (по общей минерализации), очень мягкие (по величине жесткости, по Алекину (1946, 1948)]. Наибольшая минерализация наблюдается в почвенно-грунтовых водах суходолов, испытывающих напор и подток грунтовых вод со стороны болота, но без обводняющего его влияния (пробы 40, 57, 11). Более низкая минерализация характерна на участках гальи, где почвенно-грунтовые воды сильно разбавлены болотной водой очень низкой минерализации (пробы 41, 50). Самая низкая минерализация отмечается в водах пойменной поймы (проба 1). Наиболее кислыми являются почвенно-грунтовые воды вблизи окраин болот (проба 11); в остальных случаях pH в кислом и слабокислом интервале.

Содержание органического вещества в целом высокое. Наибольших значений оно достигает в почвенно-грунтовых водах суходолов (пробы 40, 57, 11). При обводнении болотной водой содержание его сильно снижается (пробы 41, 50), наименьшие значения отмечаются на высокой пойме (проба 1).

Большой интерес представляет содержание железа, поскольку с ним часто связано формирование тех или иных железистых новообразований в почвах, в частности ортзандов. Наибольшая концентрация Fe наблюдается в водах под узкой почвенной гря-

Рис. 1. Ландшафтный профиль Ситомля

П — подзолы; М — болотные, дер. осоковый бруснично-зеленомошный; Пж — то же, иллювиально-железистые, дер. осоковый бруснично-зеленомошный на иллювиальной; Пгл — подзолы глеевые, дер. осоковый бруснично-зеленомошно-кустарничковый и кустарничково-бруснично-зеленомошный; Пг — подзолы глеевые, дер. сосново-кустарничково-зеленомошно-сфагновый на иллювиально-гумусовой, сильно-оглеенной песчано-супесчаной; Го — маломощные торфяно-подзолы, дер. сосново-кустарничково-зеленомошный и зеленомошно-сфагновый на песках; Гбн — почвенно-болотные переходные, дер. сосново-кустарничково-сфагновый, березово-кустарничково-сфагновый, ольхово-кустарничково-сфагновый и березово-ольхово-кустарничково-сфагновый на торфянисто-глеевых и торфянисто-глеевых почвах; Гбо — то же, торфяные, болотно-переходные кустарничково-сфагновые и сфагновые слабообводненные; Гбв — то же, торфяные, болотно-переходные кустарничково-сфагновые и сфагновые сильно обводненные; Тн — торфяники верховые сфагновые; Тн — то же, верховые кустарничковые; болота верховые осоково-сфагновые; Тн — то же, верховые кустарничковые; болота верховые осоково-кустарничково-сфагновые; Тн — то же, низовые, обычно комплексные из средне-и слаборазложившихся кустарниково-сфагновых осоково-гипновых торфов (болота надпойменных террас); Ал — аллювиальные пойменные, дер. пойменный березово-ольховый кустарниково-злаковый; Ал — то же, перегнойно-глеевые, дерновые пойменные дуги; Ал — то же, дерново-перегнойно-глеевые слабо оподзоленные, дер. пойменный березово-ольховый с полем осоково-злаковый,

1 — торф; 2 — зоны заболачивания; 3 — уровень почвенно-грунтовых вод; 4 — горизонт иллювиально-железистых торфов по Ф. А. Масс субори проб почвенно-грунтовых вод.

Торфяники: буквенный в пойме — торфяник 1, следующий — торфяник 2, у подножья профиль — торфяник 3, окаймляющий с средне-осоковыми болотами

лой (проба 40). Это можно связать с активным выносом Fe из почвенного профиля формирующихся на грядах Al—Fe-гумусовых иллювиатых подзолов. В результате интенсивного летнего испарения из горизонта почвенно-грунтовых вод концентрация в них Fe может достигать большой величины. На остальных участках почвенно-грунтовые воды или слабо окислены, или под влиянием разбавления неожелезненными болотными водами содержание Fe падает до нуля.

На изученной территории выражена полная гамма перехода от незаболоченных лишайниковых и брусничных-лишайниковых сосновых лесов через в разной степени заболоченные сосновые (с участием кедра) и березово-сосновые леса к болотам. Распределение фитоценозов отражено на профиле (см. рис. 1) [1]. В целом это хорошо увязывается с распределением почв и глубиной залегания почвенно-грунтовых вод, за исключением участков с сукцессионной сменой растительности после пожаров, а также суходольных участков болот, где заторфованность или сильная обводненность осложняют связь растительности с минеральным подстилающим субстратом.

Профиль пересекает три торфяных болота. Торфяники 2 и 3 представляют собой окраинную часть верхового грядово-мочажинного болота, которая глубоко и широко шлейфирует в прилегающий к ней суходол. Изучение торфяных залежей этого болота (рис. 2) показало, что оно начало формироваться в первоначально сбросовой и глубокой депрессии на II надпойменной террасе в начале атлантического периода, когда, по палеогеографическим данным, наступило похолодание после бореального потепления. Возраст (по C^{14}) нижней части торфяной залежи, представляющей собой низинный сфагново-осоковый торф с остатками коры и листьев березы, разложенный на 45—50%, 7700± ±110 лет (ИГАН-142).

Евтрофная стадия, судя по мощности соответствующего торфа, была недолгой и сменилась более длительной мезотрофной, которая отражена в залежи мощным слоем переходного сфагново-пушицево-осокового торфа со степенью разложения 20—25%. При общей мощности торфяной залежи около 120 см болото вступило в олиготрофную стадию развития. По средней скорости торфонакопления за период 4400—7700 лет назад (около 0,7 мм/год) можно полагать, что евтрофная стадия длилась около 280 лет, мезотрофная — 1400 лет, олиготрофная началась около 6000 лет назад, в середине атлантического периода. Нижние слои олиготрофного торфа имеют пушицево-сфагновый состав и содержат остатки коры и листьев, преимущественно березы (остатки сосны единичны).

В период формирования этого торфа, судя по одинаковой

[1] Растительность Ситоидинского района изучалась Е. И. Лапшиной (Главный Ботанический сад СО АН СССР); ее же материалами воспользовались часть работы.

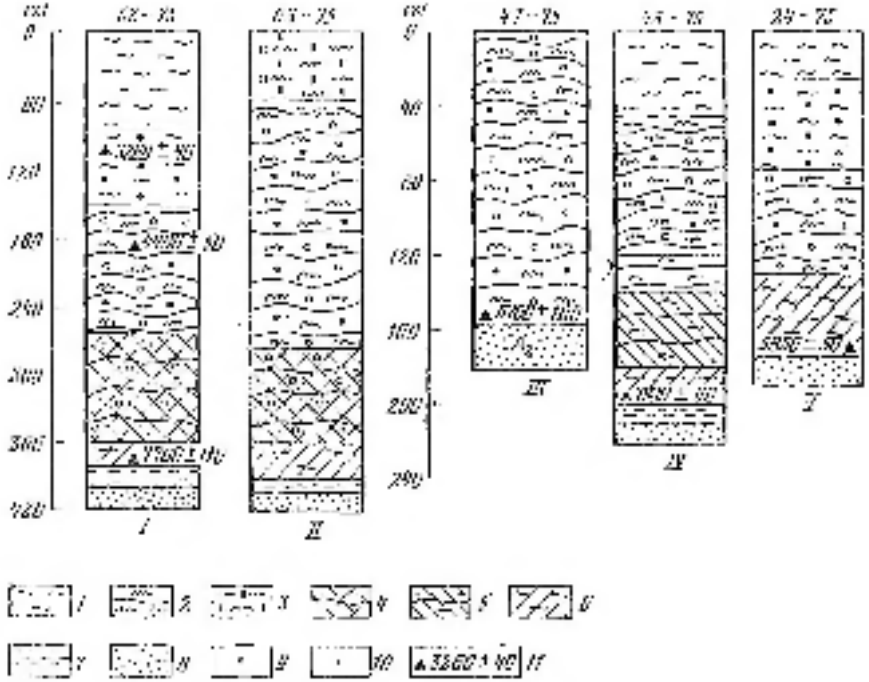


Рис. 2. Торфяные залежи болот Сеткинского ареала

Буквы на рис.: *I* — фускум-торф; *2* — древесно-кустарничково-сфагновый; *3* — то же, древесно-кустарничково-сфагновый; *4* — переслаивание пушицево-осокового; *5* — то же, пушицево-сфагнового; *6* — пушицево-сфагново-осоковый; *7* — сапропель, *8* — песок; *9* — граница с четкой сменой; *10* — то же, постепенной; *11* — возраст по C^{14}; *A* — предполагаемый горизонт погребенного под торфом пожара. I — IV — торфяники; II — осоковый; III — торфяник 3; IV — торфяник 2; V — торфяник 1; 61—62, 61—63 — разрезы

мощности слоев под грядой и под мочажиной, микрорельеф не был дифференцирован (существовала только обычная слабая бугристость). Грядово-мочажинный микрорельеф начал формироваться несколько позже, когда общая мощность торфяной залежи болота достигла примерно 230 см, т. возраст болота (по C^{14})—4400±50 лет (ИГАН-141), а именно в начале суббореального периода, отличающегося повышенным увлажнением и похолоданием. В понижениях микрорельефа продолжал еще некоторое время формироваться пушицево-сфагновый торф, который по мере роста гряд и все большего обводнения понижений, превратившихся в мочажины, сменился осоково-шейхцериево-сфагновым, а на грядах фускум-торфом. Для этого периода была, по-видимому, характерна небольшая скорость торфонакопления на грядах и ее постепенное уменьшение; к следующему периоду она снизилась до 0,2 мм/год, что можно связать с ухудшением температурного режима, который по мере роста гряд становился

все более неблагоприятным. В хочажинах скорость торфонакопления была, очевидно, близкой к сегодняшней или не превышала ее.

Формирование верхнего 60-сантиметрового слоя фускум-торфа на гряде и всего слоя пейцеревого торфа в хочажине, по-видимому, приходится на субатлантический период голоцена. Это практически неразложившиеся торфяные слои, аккумулировавшие в самый суровый по климату отрезок голоцена.

Изучение торфяников 2 и 3, являющихся периферической частью верхового грядово-мочажинного болота, позволяет выяснить, как распространялось во времени его влияние на прилегающий суходол. Торфяник 3 сформировался целиком на склоне суходола к депрессии, занятой грядово-мочажинным болотом. Это сухоложье пушицево-кассандрово-сфагновое облесенное елью болото с бугристостью, под торфяной залежью которого повсеместно вскрыты профили реликтовых А1- Fe-гумусовых подзолов. Вследствие значительной глубины расположения шлюза фора не удалось выяснить, занимает ли оно также часть бывшего суходола или размещается полностью в пределах депрессии. Первый вариант не исключен, так как дно озера усеяно стволами крупных деревьев. Торфяник 3 у берега озера имеет торфяную залежь не более 160 см (разрез 47—75, см. рис. 2), в кернами и значительно меньшую — около 70 см (разрез 37, Кераниса, 1975), целиком сложенную верховым пушицево-сфагновым торфом, лежащим на отбеленном песке горизонта А2 подзола.

Определенный по C^{14} возраст придонного слоя торфа 6700±±100 лет (ЛГАИ-137). Это означает, что грядово-мочажинное болото начало влиять на полосой склон прилегающего суходола уже в начале мезотрофной стадии своего формирования. Через 1600 лет началось заторфовывание нижней части склона суходола, которая, по-видимому, была с самого начала зарождения болота связана с ним через почвенно-грунтовые воды. На это указывает значительная мощность полезного горизонта (около 20 см), вскрытого под торфом в разрезе 47—75. Средняя скорость торфонакопления в этой залежи была небольшой, около 0,2 мм/год, что можно объяснить благоприятными, по-видимому, условиями разложения, которые существовали здесь с начала формирования болота, в атлантическое время, и, вероятно, в суббореале (слой торфа на глубине 40—155 см хорошо разложен). Верхние 40 см залежи сложены почти неразложившимся торфом, что говорит о значительном ухудшении условий разложения и, очевидно, о повышении скорости торфонакопления в последние 1700 лет.

В это же период активизировался и дальнейший горизонтальный рост грядово-мочажинного болота, оно стало продвигаться на верхнюю часть склона суходола. В настоящее время здесь развито верховое бугристое пушицево-кустарничково-сфагновое болото с елью, имеющее пушицево-сфагновую торфяную залежь мощностью 60—110 см, подстилаемую реликто-

ными профилями подзолов. Согласно радиоуглеродному датированию 110-сантиметровой залежи (разрез 46—75), ее возраст у дна равен 1670±80 лет, а на глубине 40—58 см — 1430±130 лет (ИГАН-134 и 133).

Таким образом, в середине субатлантического периода, когда в склоны грядово-мочажинных болот торфонакопление на грядово-мочажинной стадии значительно замедлилось, происходило его активное расширение за счет участков подзолистых почв, покоившейся в торфяной залежи. Это расширение болота совпало с периодом формирования верхнего 40-сантиметрового слоя плохо разложившегося торфа на суходольном болоте нижней части незаторфованного склона (разрез 47—75). Из приведенных выше радиоуглеродных дат разреза 46—75 следует, что первые 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 суходола сформировался торфяник 3; незаболоченным остался наиболее возвышенный участок суходола в виде гряды-останца среди болота, испытывающий в настоящее время сильное влияние болота через подпор и подтем уровня почвенно-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 обводненной, депрессии II надпойменной террасы. В настоящее время центральная часть торфяника 2 представляет собой сосново-кустарничково-сфагновое верховое болото, имеющее бугристый микрорельеф, с начальной дифференциацией на гряды и мочажины; мощность торфяной залежи около 2 м. Болото сильно обводнено по краям, в результате чего здесь наблюдается формирование на верховом торфе переходного (регрессивно-топяное развитие); мощность переходного торфа около 60 см, что говорит о давно начавшемся обводнении (заиндотопление) торфяника. Краевые обводненные части торфяника 2 представляют собой мелкозалежное (25—60 см) пушицево осоковое и сфагново-пушицево-осоковое болото, развитое на реликтовых профилях подзолов.

Согласно радиоуглеродной датировке придонного слоя торфа (разрез 48—75, см. рис. 2), на глубине 180—200 см его возраст равен 7900±60 лет (ИГАН-138), подстилающий субстрат — песчаный аллювий. Таким образом, торфяник 2, по-видимому, начал формироваться в слабо выраженной депрессии независимо, почти одновременно с грядово-мочажинным болотом, даже несколько раньше, но также в начале атлантического периода.

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

можно отнести к хорошую стадность депрессии, которая начало ухудшаться около 2400 лет назад, в начале субатлантического периода. Именно с это время, когда общая мощность залежи достигла 140—150 см и торфяник 2 более чем наполовину заполнил депрессию, началось его активное воздействие на прилегающий, довольно крутой склон суходола, по-видимому, впачале через почвенно-грунтовые воды (см. рис. 1 — левая окраина торфяника 2).

Судя по плохой разложенности торфа в верхнем 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 горизонтальное расширение торфяника 2: в самой отдаленной от его центра части низинного болота, рассчитого по профилю лодзола, получена радиоуглеродная дата 1340±30 лет (разрез 54—75, ИГАН-136). Таким образом, торфяник 2 — самостоятельно развивающееся болото, ставшее частью грядово-мочажинного болота только в результате последующего заболачивания суходола, когда первоначальные разобщенные очаги болот объединились в обширную болотную систему. Активное воздействие торфяника 2 на суходол, первоначально через почвенно-грунтовые воды, когда начался на рубеже суббореального и субатлантического периодов, обводнение и заторфовывание прилегающего склона суходола началось около 1700—1800 лет назад.

Торфяник 1 развит в пологой неглубокой (около 2 м) депрессии около тылового края 1 надпойменной террасы. По-видимому, это понижение поймённого (старичного) происхождения, но недавнего времени, имевшее гидрологическую связь с поймой, что обеспечивало удовлетворительный сток из него. Торфонакопление 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 мелководная часть его была проточной.

Выросший торфяник принял слабовыпуклую форму и образовал уступ в мелководной части, что обеспечило его хорошую дренированность и слабую обводненность. Можно полагать, что дренированность торфяника 1 и его мелководной части ухудшилась сравнительно недавно из-за прекращения связи с действующими протоками поймы (заторфовывание или заиление устьевой части). Сезонная обводненность мелководной части бывшей старицы приняла застойный характер, создались предпосылки для ее заторфовывания.

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

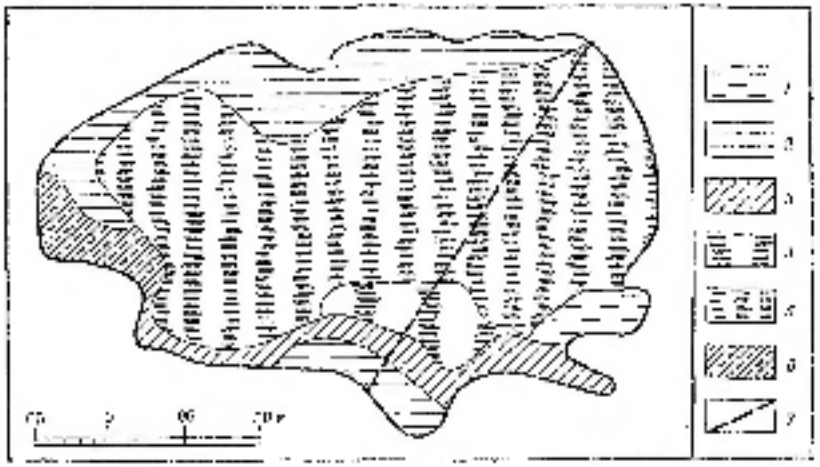


Рис. 3. Торфяник 1

1 — заболоченный лес березово-осиновый осоково-разнотравно-зеленомошный, подросток елочки и сфагнумом; *2* — то же, сомкнутый багульниково-сфагново-зеленомошный, подлесок сфагновый; *3* — болото верховое сосново-кустарничково-сфагновое, сомкнутое подобное торфянистых с мелким сфагновым и пушицевым болотных торфянистых на профилях переходах; *4* — то же, пушицево-кустарничково-сфагновое, торфяники торфяные комплексные (~1,5 м) на песчаном субстрате; *5* — то же, с кочеж. кустарничково-сфагновое, торфяники торфяные придолинные (<2 м) и надпойменные (1—3 м) на песчаном и супесчаном субстрате; *6* — то же, обводненное полное сосново-кустарничково-пушицево-сфагновое, покрыто болотным торфянистым; *7* — поперечный профиль, *8* — контур 1 : 2000

ней стадии. Поперечный профиль через торфяник свидетельствует о том, что вышедшее заболачивание осуществлялось путем наползания торфяника 1 вверх по пологому склону прилегающего суходола. Имелся к такому склону и прирусловая пойменная котловина, детально изученная нами на Сытежицком профиле.

Средняя скорость торфонакопления составляла 0,3 мм/год. Нижняя часть залежи мощностью 45 см представлена обильно-пушицевым слабо разложившимся сфагново-осоковым торфом, что свидетельствует о неблагоприятных условиях разложения, по-видимому, вследствие преобладания анаэробных условий из-за застойного обводнения. Начальная стадия развития этого торфяника была длительной, около 1500 лет, и на рубеже атлантического и суббореального периодов резко сменилась верховой стадией, с аккумуляцией пушицево-сфагнового хорошо разложившегося торфа, который отлагался в течение последующих 2300 лет. Аккумуляция почти неразложившегося фускум-торфа началась около 2700 лет назад, т. е. на рубеже суббореального и субатлантического периодов. Можно полагать, что влияние торфяника 1 на суходол, первоначально через подъем уровня почвенно-грунтовых вод, могло начаться также примерно на рубеже этих периодов, в конце этого отложения пушицево-сфаг-

нового торфа или в начале отложения бугрум-торфа. Наступание этого торфяника на суходол происходит и сейчас, главным образом через почвенно-грунтовые воды; обводнения не наблюдается, так как на контакте с суходольным лесом торфяник не имеет обводненной зоны.

Таким образом, изученные торфяники 1—3 показали, что они имеют среднеголоценовый (атлантический) возраст и что в определенную стадию их развития начался активный горизонтальный рост. Это привело к заболачиванию части суходолов, превратившихся к настоящему времени в верховые суходольные болота, которые сомкнулись с первичными очагами болотообразования в депрессиях рельефа. Время, когда могло начаться активное влияние болот на прилегающие суходолы, определялось локальными (местными) условиями; поэтому начало заболачивающего влияния каждого торфяника дифференцированно во времени даже на такой ограниченной по площади территории. Так, проявление влияния грядово-мочажинного болота можно подразделить на два этапа. Первый этап имел место 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 полагать, на рубеже суббореального и субатлантического периодов (около 2500 лет назад), а его активизация (в форме обводнения) — 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. Обводняющего воздействия этого торфяника пока не наблюдается. Для его проявления, очевидно, необходимо дальнейшее развитие торфяника в течение длительного времени.

По составу компонентов, слагающих почвенный покров, Сапожковский район типичен для среднетаежных территорий, сложенных тяжелыми породами (рис. 4, см. рис. 1). Здесь развиты автоморфные AI—Fe-гумусовые подзолы, AI—Fe-гумусовые подзолы грунтового увлажнения (глеватые, глеевые и органогенные), болотные торфянисто- и торфяно-глеевые почвы (глееземы болотные 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 почв изученной территории определяются рельефом, глубиной залегания почвенно-грунтовых вод, близостью болотного массива и характером его влияния, а на пойме — и режимом ее затопления.

На ежегодно заливаемой пойме преобладают пойменные слоистые слабозадернованные почвы (при легком механическом составе пород) и пойменные заболоченные и болотные перегнойные и торфянисто-перегнойные (при суглинистом механиче-

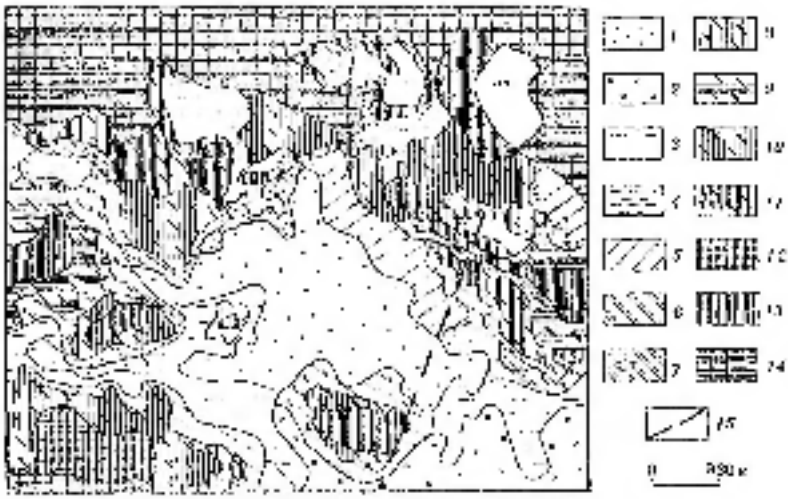


Рис. 4. Почвенная карта Сеймчанского аласа.

1 — болотные низинные осоково-гипновые и осоково-гипновые, иногда сфагновые, иловатые; *2* — то же, но плоские пятнами, сочетание низинно-сфагновых болот; *3* — то же, но плоские пятнами, сочетание низинно-сфагновых болот; *4* — то же, с плоскими буграми, сочетание округло-плоскобугристых мерзлотных; *5* — торфяно-глеевые и глеевые, местами торфянистые и полностью торфяные перегнойные; *6* — глеевые и то же с глубоким залеганием оглеенных отложений, сочетание комплексов выбывания; *7* — торфяно-глеевые; *8* — глеевые болотные торфянистые на террасах подолов и впадин; признаки сочетания низинного выбывания; *9* — то же, с торфяно-перегнойным, сочетания комплексов выбывания; *10* — глеевые болотные торфяные и торфяные перегнойные, те и другие на террасах подолов, сочетание комплексов выбывания; *11* — торфяные перегнойные на террасах подолов; *12* — бугристые комплексы торфяных перегнойных; *13* — то же, перегнойных; *14* — грядово-мочажинные комплексы торфяных перегнойных; *15* — северная граница.

ском составе наряду с теми же заболоченными почвами, но более дренированными почвами, при глубине залегания грунтовых вод в межень период 1,2—1,5 м и большей, распространены пойменные дерново-глеевато слабооподзоленные почвы.

Наиболее высокая часть надпойменной террасы и ее склон к пойме (см. рис. 1) заняты сеяными подолами, так как благодаря росту торфяника 1 или эта терраса, за исключением небольших повышений эолового рельефа, находится в сфере подъема уровня почвенно-грунтовых вод. На наиболее высокой части террасы и склоне 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 почвенном покрове развиты комбинации подолов глееватых, глеевых и органогенных, очень редко сменяющихся в пространстве. Подолы органогенные частично характеризуются отно-

ием почвенно-грунтовых вод у поверхности, что наряду с признаками прогрессирующего торфонакопления свидетельствует о трансформации их в глеезёмы болотные. В контуре торфяника 1 периферическая часть занята глеезёмами болотными, развитыми на реликтовых профилях подзолов, а центральная часть — верховыми среднеокисленными торфяниками.

II надпойменная терраса представлена на профиле двумя участками: склоновым незаболоченным массивом и небольшим островом суши между торфяниками 2 и 3 (см. рис. 1). В нижней и средней частях склона склонового массива к торфянику 1, который лишил здесь почвенно-грунтовые воды до глубины 0,6—2,5 м, развиты подзолы глеевые и глееватые. На наиболее высокой части террасы формируются автоморфные Al—Fe-гумусовые подзолы с беспорядочно разбросанными кротовинами контактно-глеевых подзолов. Весь пологий склон II террасы к торфянику 2 находится в сфере влияния почвенно-грунтовых вод.

В понижениях и вблизи торфяника развиты глеезёмы болотные (низинные) на реликтовом профиле подзолов: к подзолам глеевым (глубина залегания почвенно-грунтовых вод 0—1,2 м); на повышениях развиты подзолы глееватые. Периферическая часть торфяника 2 занята глеезёмами болотными (низинными) на реликтовых профилях подзолов, а центральная часть — переходными и верховыми торфяниками. Островок суши находится в сфере влияния обоих торфяников, питающих его почвенно-грунтовые воды. Глубина их залегания в самой понижённой части 1,7—2 м, на склонах 0,6 м. Здесь выражено сочетание глеезёмных, глеевых и органогенных подзолов.

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

По структуре почвенного покрова изученная территория обладает рядом особенностей (см. рис. 4). Они заключаются прежде всего в резком преобладании площадей заболоченных минеральных (полугидроморфных), торфяно-глеевых и торфяных почв (глеезёмов болотных и торфяников) над площадями, занятыми полугидроморфными минеральными почвами (Al—Fe-гумусовыми подзолами). Последние представлены всего одним контуром, приуроченным к наиболее повышенной части II надпойменной террасы, где подъем почвенно-грунтовых вод до той глубины, на которой они начинают влиять на почвообразование, еще не произошел, хотя их уровень постепенно поднимается; наиболее сильным здесь является влияние торфяника 2.

По мере надвигания торфяника 2 на ступенчатый склон II террасы (этот процесс уже начался) представляется вполне реальным проявление здесь заболачивания и переход от автоморфного Al—Fe-гумусового подзолообразования к грунтово-глеевому. В настоящее время это почти «чистый» контур Al—Fe-гумусовых подзолов (см. рис. 4), в котором, в связи с проявляющейся от места к месту литологической спецификой песчаной

тонца, нарушены небольшие ареалы контактно-глеевых подзолов. Глубокая литологическая слоистость заметно не влияет на характер почвообразования, на фитоценоз. Таким образом, этот единственный незаболоченный ареал представляет собой спорадическую литогенную мозаику гидрозолов Al—Fe-гумусовых и подзолов контактно-глеевых (Программа почвенной карты СССР..., 1972).

Еще один небольшой контур включает автоморфные Al—Fe-гумусовые подзолы, но они развиты уже в сочетании с глеевыми и приурочены к небольшим понижениям волнового рельефа в наиболее высокой части I надпойменной террасы (см. рис. 4). Почвенно-грунтовые воды I террасы в связи с ростом торфяника 1 постепенно поднимаются к поверхности. Поэтому представляется вполне реальным проявление их влияния в будущем и в ЭПА подзолов на понижениях рельефа, соответствующая 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 олеземами болотными. Очевидно, что в условиях повышения уровня почвенно-грунтовых вод, а также благодаря превращениям, происходящим в почвенных профилях (образование мощных оглеенных, ожелезненных и торфяных горизонтов), эти комбинации весьма неустойчивы и характеризуются нарастающим гидроморфизмом.

По характеру генетических связей между компонентами сочетания минеральных заболоченных почв можно разделить на две группы. Первая из них характеризуется «нормальной» генетической связью, т. е. относительной генетической самостоятельностью одного компонента сочетания (на повышении) и полчиненностью другого; подобное распределение компонентов внутри сочетания связано с минеральным рельефом[1]. К этой группе можно отнести всего три сочетания, выделенных на рис. 4: холмисто-дефлационное сочетание I надпойменной террасы, округло-овальные 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 обычны для таежных территорий, сложенных легких породами. Они могут обладать внутренней устойчивостью (в смысле постоянства генетического соединения и границ ЭПА) и в этом случае не свидетельствуют о каком-либо направленном развитии (динамике) почвенного покрова. В условиях, подобных условиям в Онтожинском ареале, эти сочетания, очевидно, можно рассматривать как первые стадии заболачивания почвенного покрова.

---

[1] Принятый нами условный рабочий термин, в некоторой степени соответствующий термину «корневой рельеф».

Сочетания второй группы по существу являются структурами, переходными от сочетаний к комплексам. Их геометрия (размеры и форма ареалов) еще отвечает понятию «сочетания», но генетическая связь между компонентами, возникающая в результате почвообразования, больше соответствует взаимодействию в комплексах. По мере увеличения мощности органогенного горизонта в более гидроморфных компонентах последний приобретает все большую генетическую самостоятельность, а менее гидроморфный компонент делается все более подчиненным, т. е. генетическая связь становится обратной. Это происходит в результате поселения растений, которые начинают за счет нарастания торфа или приобретает выпуклость на тех участках, которые до торфонакопления являлись понижениями рельефа. Рельеф, созданный торфяными отложениями, имеет обратную форму.

Усиление во времени гидрологической роли болот сближает их по почвенной и растительной структуре с минеральным рельефом своих гидрологических функций. В результате, в конечном выражении, минеральный рельеф вообще перестает существовать и заменяется обратным рельефом, созданным торфонакоплением.

Сочетания второй группы минеральных заболоченных почв являются показателем нарастания гидроморфизма почвенного покрова и специфичны для заболачивающихся территорий. На изученном участке они представлены только мелкими приболотными структурами (см. рис. 4). Эта форма почвенных сочетаний вообще преобладает на плоских водоразделах с болотными массивами, но в наиболее крупном виде они выражены тогда, когда на водоразделе имеется один болотный массив — очаг заболачивания. На изученной территории болотных массивов несколько, сферы их влияния частично сливаются, и поэтому кольцевая форма контуров нарушается и усложняется.

В комплексах плоскобугристых болотных и торфяников, как правило, на сочленениях микрорельефа развиты почвы более продвинутых стадий гидроморфизма (торфонакопления).

Сочетания второй группы по мере усиления в них генетической взаимосвязи компонентов, свойственной комплексам, переходят в пространстве (а можно полагать, и во времени) в комплексы плоскобугристых болотных и торфяников, в которых распределение почв обусловлено болотным микрорельефом.

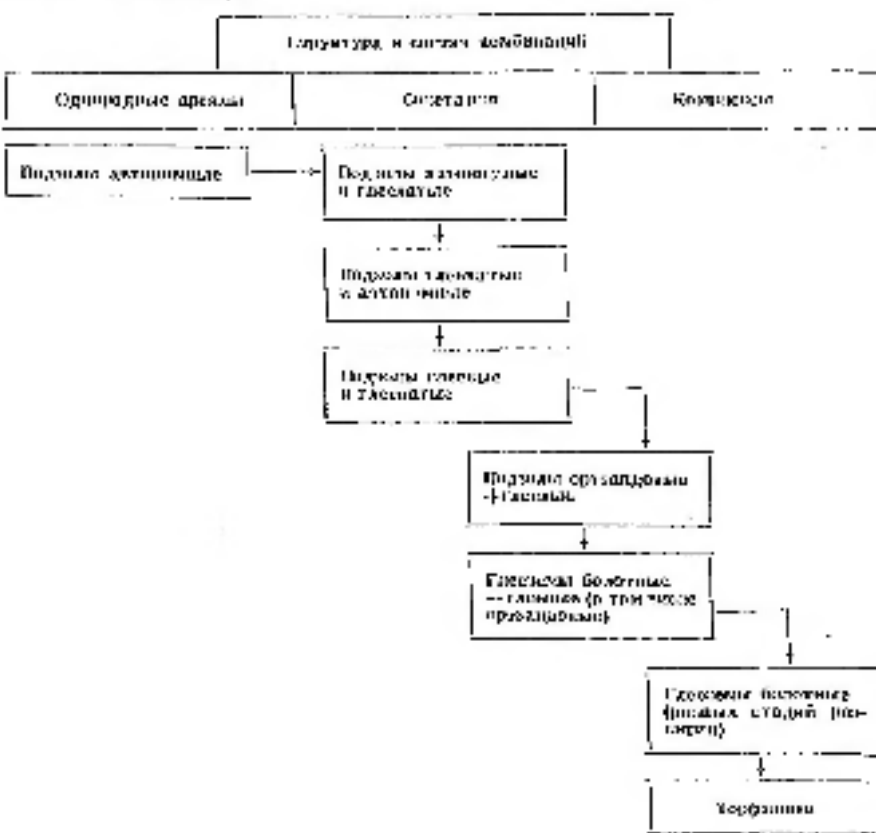
В процессе заболачивания наблюдается вначале увеличение протяженности (извилистости) границ между отдельными почвенными комбинациями за счет внедрения более заболоченной комбинации в ареал менее заболоченной. Тот же процесс наблюдается и внутри одной и той же комбинации, так как ЭПА более заболоченного компонента расширяет свою площадь за счет ЭПА менее заболоченного. Наиболее потревоженным является состояние границ в комбинациях подзолов плоских и плоских, подзолов глеевых и органогенных, дерново-глеевых и глеевых болотных, что объясняется наибольшей неустойчивостью гидрологи-

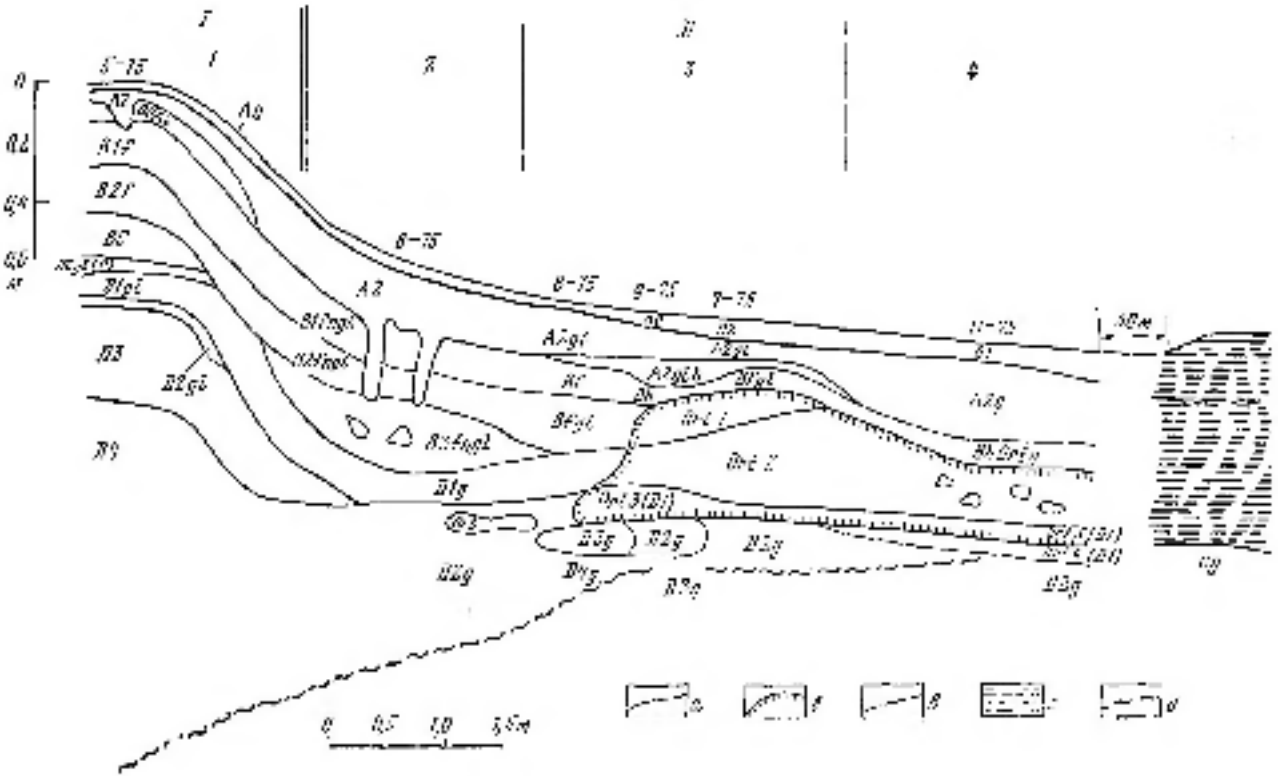
ческого режима этих почв, испытывающих отдельное влияние болота.

Границы этих комбинаций наиболее пестрые, их контуры имеют самую причудливую форму. Дальнейшее заболачивание приводит к постепенному выравниванию границ, уменьшению их протяженности и в то же время к увеличению площадей контуров, занимаемых торфяниками, так как в них по мере заторфовывания сливаются контуры глеезем болотных.

Особенностью почвенного покрова изученной территории является наличие контуров, в которых гнезовые болотные, мелкозалежные и среднезалежные торфяники развиты на профилях равнотовых подзолов, вскрывающихся в минеральном субстрате под слоем торфа. Эти контуры представляют собой конечный результат топогидроморфного развития почвенных комбинаций. Распределение в системных ареалах комбинаций заболоченных минеральных и болотных почв позволяет составить пространственно-временной ряд их топогидроморфного развития (схема 1).

Схема 1 Пространственно-временной ряд топогидроморфного развития почвенных комбинаций





Вертикальный и горизонтальный рост болот, подтягивание уровня почвенно-грунтовых вод все ближе к поверхности, усиление признаков гидроморфизма в почвенных комбинациях и наличие реликтовых профилей подзолов под болотными почвами позволяют предположить, что ряд торфогидроморфного развития почвенных комбинаций отражает тренд саморазвития (автоэтоморфоза) почвенного покрова рассматриваемой территории.

КАТЕНА ПОЧВЕННО-ГРУНТОВОГО ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

Изученная катена расположена на I надпойменной террасе, на склоне к торфянику 1. Ее верхний член приурочен к наиболее высокой части склона с брусничено-лишайниково-зеленомошными сосняками и представлен Al—Fe-гумусовым автоморфным контактно-глеевым подзолом (разрез 5—75), а нижний член — к болотному ландшафту, развитому на окраине торфяника 1. Общая протяженность катены 63,5 м, уклон около 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 5б м, точек обрамления остальные разрезы располагаются на отрезке всего в 7,5 м.

По структуре катена делится на две основные геохимические части: элювиальную (разрез 5—75) и супераквальную (остальные разрезы). Элювиальная часть неполная (усеченная, по Ренальми); она не расщепляется на секторы, так как даже очень небольшое снижение относительной высоты вниз по склону приводит к появлению почвенно-грунтовых вод в нижней части почвенной толщи. Поэтому элювиальная часть катены без формирования переходных секторов резко сменяется супераквальной. По-другому, супераквальная часть представлена почвами и разделяется (по М. А. Глазовской (1960)) на сектора: трансэлювиально-гидроморфный (разрез 6—75), трансаккумулятивный гидроморфный (на геохимическом аккумулятивно-восстановительном барьере, где происходит активное формирование сегбанца — разрезы 8—75, 9—75 и 7—65) и гидроморфный (разрез 11—65 и

Рис. 5. Катена Сятсяпно

Члены катены. I — элювиальный; II — супераквальный. Сектора катены, почвы и растительность: I — элювиальный, подзолы Al—Fe-гумусовый контактно-глеевый, почвенно-грунтовые воды глубже 5 м, сосняки лишайниково-брусничные и брусничено-зеленомошные; 2 — трансэлювиально-гидроморфный, подзол Al—Fe-гумусовый грунтово-глеевый, почвенно-грунтовые воды 1,5 (3,5) м, сосняки лишайниково-брусничные; 3 — трансаккумулятивно-гидроморфный, подзол грунтово-глеевый с глубоким залеганием органики и сегбанцев, почвенно-грунтовые воды 0,5—1,0 м, сосняки лишайниково-зеленомошные и ельники лишайниково, черничные кислые; 4 — криотрансаккумулятивный гидроморфный, подзол торфянистый с мощным органогенным горизонтом и 0,5 м, сосняки кустарничково-сфагновые; 5 — растительность элювиальных сукцессий; 6 — то же, сегбанцевых; 7 — торфяная залежь; 8 — границы почвенно-грунтовых тел: 6—75, 8—75...., разрезы.

пределах болота). Границы между секторами и основными профилями очень резкие. Например, расстояние между разрезом 8—75 (с глубоким оргаяндом) и разрезом 9—75 (с близким к поверхности оргаяндом) составляет всего 0,5 м. Переход трансаккумулятивного гидроморфного сектора в гидроморфный совершается на расстоянии 2—3 м.

В элювиальной части катены уровень почвенно-грунтовых вод в летний период фиксируется, по-видимому, глубже 4 м, и они не оказывают влияния на почвообразование. В супераквальной части их уровень довольно резко колеблется: в подзоле глеевато (разрез 8—75) — до 2—2,5 м (в летний период), в подзоле глеевом с глубоким оргаяндом (разрез 8—75) — до 1—1,2 м, в подзоле с близким к поверхности оргаяндом (разрезы 9—75 и 7—65) — до 0,8—1,2 м, в торфянистом оргаяндовом подзоле (разрез 11—65) он лежит на поверхности.

Изученная катена представляет собой, по-видимому, очень типичный тип сопряжения почв; наряду с явным грунтово-водным имеется и внутрипочвенное (подпое) сопряжение. Уплотненные и цементированные иллювиальные и оргаяндовые горизонты отдельных подзолов являются относительным водоупором для всей лежащей выше толщи, и это не может не вызывать латерального перемещения вещества в направлении уклона.

Процессы вертикального и латерального перемещения веществ в катене так или иначе отражены в морфолого-химических свойствах почв. Изучение последних позволяет представить себе не только современный период развития катены, но и элементы его прошлых этапов, а также тренд дальнейшего развития. Приведем характеристику свойств основных профилей катены.

Подзолы Al — Гумусовые глеевые

Эти почвы развиты в элювиальной части катены.

Разрез 5—75. Слегка волнистая поверхность, возможно, сильно сглаженный древний рельеф. Молодой (50 лет) сосновый лес с единичной березой, подрост — ель, береза, кедр; напочвенный покров бруснично-лишайниково-зеленомошный. Описан 11 июля.

А0 0—2 см. Темно-бурая рыхлая полуразложившаяся подстилка, горелая, влажная, мало корней. Переход резкий.

А2 2—6 см (единичные карманы до 25 см). Белесый мелкозернистый песок, влажный, рыхлый, сеть корней, угольки. Ясная граница снега по форме между карманами.

Е1А2 6—13 см. Тот же песок, окрашен, несколько осветленный разводами, влажный, рыхлый, много корней, встречаются угольки, небольшое количество мелких (<1 мм) серых конкреций (по-видимому, слабоподзолистая верхняя часть горизонта В1). Переход очень постепенный.

В1 13—35 см. Тот же песок, ярко-охристый, влажный, слабоуплотненный, однородный, небольшое количество мелких конкреций. Переход очень постепенный.

В2f 35—60 см. Тот же песок, менее интенсивной окраски, влажный, слабоуплотненный, конкреций (размером до 2 мм) больше, под горизонтом скопление мелких конкреций диаметром до 5 мм, корней мелких. Переход постепенный.

BC 67—85 см. Тот же песок, желтоватый, с очень немногими ржавыми разводами, небольшое количество мелких (<1 мм) черных конкреций, влажный. Переход ясный, неровный.

2Cg1 (D)[1] 85—91 см. Тот же песок с ярко-ржавыми железисто-охристыми пятнами и единичными темными конкрециями, водянисто-глеевый. Резкая смена водоупорными слоем.

2Cg2 91—110 см. Супесь, сходная с вышележащими ржавыми пятнами, небольшое количество мелких конкреций, корней практически нет, мокрая. В нижней части на глубине 100—110 см ржавая прослойка.

D2 110—150 см. Сизо-серый мелкозернистый песок, слабоуплотненный, влажный. Не ржавеет, не мокрый. С глубины 150 см сменяется легким песком другого гранулометрического состава. Почвенно-грунтовые воды не обнаружены до 4,8 м.

Почва — подзол иллювиально-малогумусовый контактно-глеевый.

Почва развита на 5—75 сформированных на многокрятсловатой двучленной толще; песок — II1, II2, супесь — C1, C2, C3 (рис. 6, табл. 10). Следующая граница является в нижней части профиля (с 86, элювиально, с 91 см). Мощность (без подстилки) верхней толщи однородного мелкозернистого песка — II1 — составляет 83 см; в нее укладываются все генетические горизонты профиля, включая горизонт BC (табл. 11). Эта толща также когда-то была слоистой, но вторая переработка способствовала ее гомогенизации. Характер основных диагностических горизонтов является обычным для автоморфных Al—Fe-гумусовых подзолов на кварцевых песках. Мощность горизонта A2 в этих почвах варьирует в пределах 4—10 см.

В целом профиль кислый (в верхних горизонтах) и слабокислый (в нижних горизонтах) pH, пятнистую ожелезненность, характеризуется малым содержанием валового фульватного гумуса. Подзолистый Al—Fe-гумусовый дифференциальный отражен небольшим перераспределением илистой фракции и значительным — валовых и «подвижных» форм R_2O_3 (в вытяжках Тамма и Джексона). Горизонт BIA2 по сравнению с горизонтом A2 содержит в 4 раза больше валового Fe_2O_3, в 18 раз больше Fe_2O_3 (по Джексону), в 2 раза больше валового Al_2O_3 (табл. 12, 13 и 14).

Горизонт A2 максимально для данных условий выветренный и элювированный (Тонконогов, 1972, 1977). Он содержит всего около 1,5% валовых R_2O_3, входящих, по-видимому, в состав наиболее трудно выветриваемых первичных минералов (некоторые полевые шпаты и акцессорные минералы); он не содержит аморфных форм R_2O_3 (по Тамму), в нем очень мало окристаллизованных окислов железа (по Джексону). Максимум Fe_2O_3 в горизонте BIA2 на 60% обеспечивается цементными Fe_2O_3. В лежащих ниже иллювиальных горизонтах его содержание ниже (резерв менее выветрелых минералов увеличивается), но все-таки остается достаточно большим. По содержанию гумуса иллювиальная толща практически не выделяется в профиле.

---

[1] Здесь и в дальнейшем тексте индекс g' соответствует глеевым горизонтам.

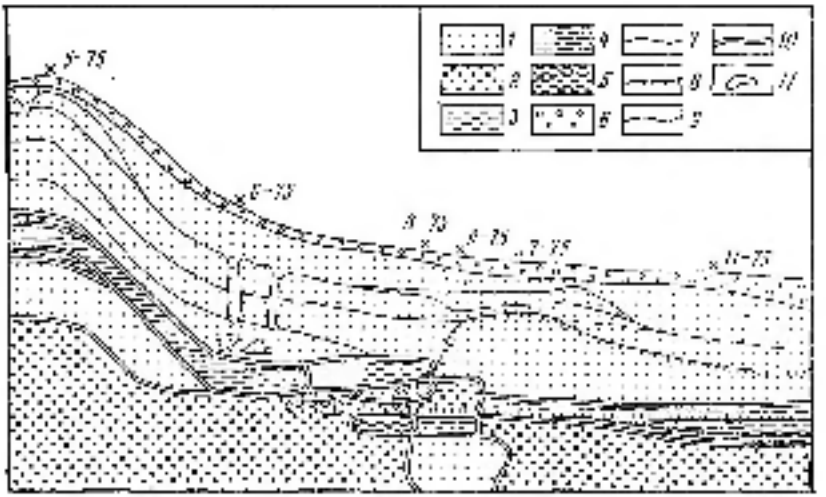


Рис. 6. Литологическая колонка Сытьково

1 — песок с содержанием фракций 1—0,05 мм в пределах 27—41% (С1); 2 — то же, 10—30% (С2); 3 — супесь с содержанием фракций 1—0,01 мм менее 14—16% (С3), 4 — то же, 1—6% (С2); 5 — то же, 0% (С1) — см. табл. 11. 6 — среднесуглинистый горизонт; 7 — граница литологических горизонтов. 8 — граница элювия нормированная; 9 — граница стратиграфических; 10 — граница частных литологических слоев; 11 — конкреции. 5—75, 6—75 ... — разрезы

Следовательно, исследуемая почва представляет собой петрозональную-каолинитовый подзол (Программа почвенной карты СССР..., 1972) или, по ранее использовавшейся терминологии, подзол иллювиально-железистый.

Следует обратить внимание на морфолого-химические свойства разреза Б—75, необычные для автоморфных подзолов. К ним относятся прежде всего характер границы между горизонтами А2 и В1 (карманы) и наличие переходного горизонта В1А2: возможно, что эти свойства связаны. Локальное ясновое продвижение вниз границы горизонта А2 (карманы) одновременно сопровождается фронтальным, более медленным продвигом прогрессирующего оподзоливания в верхней части горизонта В11 (между карманами), в результате чего и формируется горизонт В1А2. Последний по основным диагностическим показателям (распределению валового Fe_2O_3, окислов бора B_2O_3, илистой фракции) является горизонтом максимального иллювиального накопления, но его морфология свидетельствует о том, что это качество становится неустойчивым и граница горизонтов А2 и В11 постепенно сглаживается вниз. В связи с этим возникает вопрос, что могло нарушить относительно равновесие этого профиля и активизировать оподзоливание.

Вероятно, существуют две причины, объясняющие эту осо-

Таблица 10. Разделение и унификация гранулометрических слоев почвы

Механический состав	Типы	Индексы	Размер частиц, мм; содержание фракций, % (основные пределы)		
			1—0,25	0,25—0,05	<0,01
Песок	1	П1	27—41	48—65	1—10
	2	П2	10—26	52—66	4—8
			44—15	51—52	13—13
Супесь	1	С1			
	2	С2	1—5	33—42	14—20
	3	С3	19	24	15

Таблица 11. Механический состав Al — Fe-гумусового антропогенного подзола *, %. Разрез 5—75

Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Размер частиц, мм						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,005	<0,01
A2	3—6	0,65	39	52	6	0	1	2	3
B1A2	6—16	0,82	27	59	5	1	3	5	9
B1	16—30	0,72	27	63	3	1	3	3	7
B2i	30—67	0,80	30	58	5	1	1	5	7
BC	67—85	0,38	27	65	3	2	1	2	5
BC$_1$(D?)	85—91	0,73	19	59	14	2	2	4	8
D1g	91—106	1,17	5	44	36	3	4	11	18
D2g	106—110	1,21	16	52	24	2	3	3	13
D3	110—140	0,25	31	62	3	1	1	3	5
D4	140—160	0,57	17	60	10	1	1	5	7

* Анализ Т. В. Ходовой.

бенность. Первая из них заключается в литологической слоистости профиля погребено от поверхности. Поскольку добавочная влага резко активизирует оподзоливание в тундровых почвах, то в экстремально влажные годы литологическая слоистость могла стать причиной ее временного застоя не только непосредственно над литологическим контактом, но и в пределах горизонтов A2 и B1. В подобных с погребенной (в пределах верхнего метра) слоистостью профиля это представляется вполне реальным. Второй причиной могло быть недавнее уничтожение пожаром на этом участке кедрово-елового кустового древостоя (судя по сохранившимся отдельным деревьям). Это нарушало гидрологический режим почв и значительно увеличило количество влаги, фильтрующейся через профиль. Возможно, что в этот период погребенная литологическая слоистость также сыграла свою роль

Таблица 12. Общие свойства Al—Fe-гумусового автоморфного п.630018[1]. Разрез 6—75

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	Поглощенные основания, мг-экв на 100 г почвы			
		водный	солевой		Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	сумма
A0	0—3	5,3	3,3	17,87	8,9	3,9	15,0	28,8
A2	3—8	5,1	4,0	0,3	0,1	0,1	0,3	0,5
B[A2	8—18	5,3	4,3	0,4	0,1	0,1	0,3	0,5
B1	18—30	5,5	4,3	0,2	0,1	0,1	0,3	0,5
B2	30—57	5,1	4,3	0,1	0,1	0,2	0,2	0,5
BC	57—85	5,0	4,3	0,01	0,1	0,1	0,3	0,5
BCg(D)	85—91	6,1	4,9	0,1	1,1	0,4	0,2	1,7
D1g	91—108	6,3	4,6	0,3	3,7	1,4	0,6	4,3
D2g	108—110	5,4	4,3	0,1	2,0	1,2	0,3	3,5
D3	110—150	5,6	4,1	0,01	0,8	0,4	0,1	1,0
D4	150—160	6,3	4,6	0,06	1,4	0,7	0,1	2,1

Горизонт	Глубина, см	R_2O_3, % от прокаленной навески почвы			Fe_2O_3, %			R_2O_3, % от ила из водной суспензии			
		Al_2O_3	Fe_2O_3 по Тамму	Fe_2O_3 по Мера	общее	свободное	подвижное	Al_2O_3	Fe_2O_3	Fe_2O_3 по Мера	
										подвижное	свободное
A0	0—2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A2	2—6	0,30	0,10	0,08	0,03	0,19	0,28	0	0	14	80
B[A2	6—18	0,23	0,15	0,55	0,40	0,38	0,92	8	10	44	40
B1	18—30	0,18	0,03	0,38	0,20	0,49	0,85	6	6	50	58
B2	30—57	0,41	0,08	0,32	0,24	0,30	0,82	7	13	38	48
BC	57—85	0,06	0,01	0,14	0,18	0,24	0,38	4	3	56	67
BCg(D)	85—91	0,09	0,19	0,83	0,43	1,03	1,83	2	11	26	69
D1g	91—108	0,09	0,07	0,33	0,26	0,24	0,57	1	3	20	57
D2g	108—110	0,07	0,16	0,58	0,34	1,65	2,23	1	6	30	74
D3	110—150	0,02	0,01	0,13	0,11	0,80	0,81	<1	1	14	85
D4	150—160	0,03	0,01	0,23	0,10	1,24	2,47	<1	3	11	84

[1] Определения С. К. Всеволодова и Е. П. Субботиной.

а способствовала еще большему усилению общей увлажненности профиля.

Объемно-весовое содержание веществ в разных генетических горизонтах исследуемого профиля позволяет с большей наглядностью представить себе действующие в нем процессы. За почвообразующую породу условно принят горизонт BC, материал по своим свойствам является слабо затронутым почвообразованием.

Таблица 13. Валовой состав Al—Fe-гумусового глеевого подзола, % на прокаленную почву *. Разрез Б—75

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Сумма
AO	0—2	50,33	38,15	4,37	1,02	0,15	1,07	0,30	1,07	97,43
A2	2—6	6,63	87,72	1,23	1,22	0,16	0,11	0,17	0,47	100,10
BfA2	6—18	1,09	91,84	2,68	0,91	0,19	0,14	0,12	0,52	98,38
BHf	18—30	1,51	85,08	3,09	0,85	0,19	0,15	0,12	0,60	100,00
B2f	30—57	4,16	88,25	1,55	0,62	0,14	0,05	0,18	0,33	101,43
BC	57—65	0,90	97,02	1,50	0,35	0,16	0,10	0,13	0,49	100,09
BCgl(D)	65—81	1,45	91,40	4,79	1,65	0,24	0,43	0,35	1,05	101,58
D1gl	81—105	2,67	84,97	10,42	2,67	0,52	0,33	0,52	1,52	101,45
D2gl	105—119	2,15	86,85	7,29	2,25	0,47	0,61	0,08	1,47	99,34
D3	119—150	0,85	91,26	3,47	0,81	0,23	0,37	0,21	0,96	101,07
D4	150—160	1,37	89,50	6,12	1,47	0,30	0,65	0,32	1,35	101,30

* Аналитик Т. А. Тюрюканова.

Однако это допущение не является вполне строгим по ряду причин: 1) горизонт BC лежит неглубоко от поверхности и скорее всего в той или иной степени захвачен почвообразованием; 2) положение вблизи литологического контакта также могло повлиять на его свойства; 3) верхний песчаный слой профиля обогащен R_2O_3, по-видимому, иллювиально-гетитным путем. Последнее особенно существенно, так как гидротитное обогащение могло быть неравномерным по глубине в верхней однородной песчаной толще. Судя по очень небольшому валовому содержанию Fe_2O_3 в горизонте BC, он мог быть затронут этим процессом в весьма слабой степени. По-видимому, лежащие выше горизонты испытали гораздо большую гидротитную аккумуляцию R_2O_3. Была ли она аналогичной или различающейся в тех слоях, которые сейчас являются горизонтами A2 и BI, восстановить не представляется возможным. Это значительно затрудняет сравнение горизонтов разреза Б—75 по объемно-весовому содержанию вещества. Но все же, несмотря на условность полученных величин, их анализ позволяет установить ряд интересных генетических особенностей исследуемой почвы, которые другими данными не выявляются (табл. 15).

По объемно-весовому содержанию органо-аккумулятивный горизонт сильно обеднен, в нем абсолютно накапливается только гумус и, по-видимому, связанный с ним Ca. Горизонт A2 по сравнению с условной породой характеризуется потерей всех веществ, за исключением гумуса, MgO и TiO_2 (накапливаются), что в отношении окислов можно объяснить содержанием ну в составе трудно выветривающихся минералов: для MgO — это скорее всего слюды и, возможно, некоторые акцессории; хотяре-

Таблица 14. Состав гумуса полного пахотного аллювиально-аллогумусового контактно-глеевого*. Разрез 3—75

Горизонт	Глубина, см	С, %		Гуминовые угли		
		в почве	в гуминовых $Na_4P_2O_7$ + NaOH	связанные $Na_4P_2O_7$ + NaOH	свободные и связанные с R_2O_3 (фр. 1)	связанные с Ca (фр. 2)
АО	0—2	7,47	1,83** / 24,5	0,65 / 12,7	0,60 / 12,0	0
А2	2—6	0,33	0,01 / 48,0	0,02 / 13,3	0,02 / 13,3	0
ВА2	6—15	0,24	0,13 / 54,2	0,03 / 12,5	0,03 / 12,5	0
В1	15—38	0,09	0,08 / 88,8	0,02 / 22,2	0,01 / 11,1	0,01 / 11,1

Горизонт	Глубина, см	Фульвокислоты			Сумма	$C_{гк}/C_{фк}$
		в вытяжке $Na_4P_2O_7$ + NaOH	кислотная (0,1 н. H_2SO_4) (фр. 3)	по разности (вытяжка 0,1 н. NaOH и 0,1 н. H_2SO_4, фр. 4)		
АО	0—2	0,36 / 11,8	0,09 / 1,2	0,87 / 10,1	22,5	4,09
А2	2—6	0,04 / 26,7	0,03 / 20,0	0,09 / 13,4	80,0	0,50
ВА2	6—15	0,10 / 41,7	0,06 / 33,3	0,04 / 16,7	45,8	0,38
В1	15—38	0,04 / 44,4	0,04 / 44,4	0,02 / 22,3	33,4	0,50

* Описание Е. Н. Субботиной.

** В числителе — гуминовые и фульвокислоты в абсолютном весе (в % к весу почвы), в знаменателе — процент от общего С гумуса; фр. 1, фр. 2 — данные в отличие от других фракций на прокал.

ды, содержащие питат, вообще относятся к устойчивым и весьма устойчивым. Объемный вес горизонта А2 меньше, чем условной породы, горизонт разрыхляется главным образом за счет выноса вещества. Корней здесь немного в связи с сильным обеднением этого горизонта элементами питания. Иллювиальные горизонты по сравнению с породой содержат значительно меньше кремнезема, почти одинаковые количества CaO, MgO и K_2O и значительные количества R_2O_3, TiO_2, гумуса.

Даже эти данные свидетельствуют о том, что накопление R_2O_3 в иллювиальной толще не компенсируется выносом из их подзолистого горизонта. Объемный вес иллювиальных горизонтов постепенно возрастает книзу, что связано с концентрацией

Таблица 15 Содержание гумуса и окислов в Al — Fe-гумусовом алювиальном подзоле*. Разрез 5—75

Горизонт	Глубина, см	Объемный вес, г/см³	Гумус	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O
AO	0—2	0,40	0,34	9,36	0,17	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04
A2	2—9	1,42	0,06	18,27	0,17	0,03	0,025	0,01	0,03	0,07
BfA2	9—18	1,31	0,05	13,44	0,24	0,12	0,025	0,02	0,001	0,07
Bf	18—39	1,54	0,03	14,35	0,46	0,48	0,020	0,02	0,03	0,03
B2f	39—67	1,60	0,02	15,72	0,25	0,10	0,023	0,01	0,03	0,05
BC	67—85	1,73	0,007	16,81	0,20	0,06	0,017	0,02	0,02	0,06
BCg1(D)	85—91	1,60	0,04	14,71	0,77	0,28	0,05	0,07	0,06	0,17
D1g1	91—106	1,49	0,03	12,58	1,65	0,58	0,11	0,13	0,12	0,27
D2g1	106—110	1,58	0,01	13,09	1,14	0,35	0,07	0,10	0,11	0,23
D_3, Ph	110—250	1,71	0,01	15,09	1,05	0,26	0,04	0,01	0,09	0,24

* В этой и следующих таблицах этого раздела все приводится в % к единице объема — сантиметр кубический. 1 см³ в среднем 1 г.

иллювированных (а возможно, и гидрогенных) веществ, а также с уплотнением, благодаря давлению лежащей выше толщи. Исключение составляет горизонт BfA2, где снижение объемного веса можно объяснить слабым образом разрыхляющим воздействием корней (их здесь очень мало) и отчасти начавшимся оподзоливанием. Следует отметить, что по объемно-весовому содержанию R_2O_3 горизонт BfA2 характеризуется меньшей их концентрацией по сравнению с горизонтом Bf, что подтверждается и морфологическими наблюдениями (см. табл. 15).

Специфичность некоторых морфолого-химических свойств изученного подзола объясняется неглубокой литологической слоистостью (контактной глеватостью) и, возможно, недолгим (периодическим) нарушением почвы и гидрогенный аккумуляцией в прошлом. По сводке свойств автоморфных подзолов (Тонконогов, 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 песчаных подзолов проведено в канадской классификации 1974 г. Следует отметить, что сравнение изученного автоморфного подзола с этим разделением весьма трудно по ряду причин, основные из которых следующие: 1) канадская классификация представляет собой разделение подзолов значительно более суровой по климату территории, с которой сравнимы лишь крайние западные и, по-видимому, крайние восточные таежные и лесотундровые области СССР; в подобных почвах количество подвижного гумуса велико и степень иллювиально-гумусового горизонта R_2O_3 очень высока, а основные химические критерии

разделения подзолов основаны именно на степени элювиально-гумусового перераспределения веществ; 2) канадская классификация совсем не учитывает такой фактор, как участие почвенно-грунтовых вод в подзолистом Al—Fe-гумусовом почвообразовании, поэтому для большей части выделенных таксонов не имеет значения характер увлажнения почвы,— автономное оно или почвенно-грунтовое.

Согласно обобщению, приведенному для подзолов Канады Муром (Moore, 1976), почвы, подобные изученной, наиболее близки к большой группе гумусово-железистых подзолов, в которых, как подчеркивает автор, передвижение R_2O_3 в профиле — более важный процесс, чем передвижение органического вещества. Эта большая группа является одной из трех групп, представляющих «порядок подзолов» в канадской классификации.

Подзолы Al — Fe-гумусовые глееватые

В трансэлювиально-гидроморфном секторе супераквальной части катены, где развиты эти почвы, глубокое залегание почвенно-грунтовых вод подвержено очень сильным колебаниям 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 (Зайдельман, Зякс, 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 верхового кустарничково-сфагнового рама. Сосновый лишайниково-зеленомошный лес с брусникой и багульником. Описан 13 июля.

AO 0—5 см. Темно-бурая полуразложившаяся подстилка, рыхлая, сквозь нее, пачкая после дождя, очень много корней. Переход резкий.

A2 5—33 см (отдельные языки до 85 см). Мелкосреднезернистый песок, белесый, рыхлый, влажный, есть корни. Переход резкий, очень неровный — карманы и языки, в нижней части остались бледно-ржавые пятна лежащего ниже горизонта.

B1[rg] 33—53 см. Тот же песок, окраска очень пестрая: ярко-ржавые, ржавые, бледно-ржавые и почти белесые пятна и разводы, отдельные скопления черно-коричневых крупных (3—5 мм) ортштейновых конкреций, влажный, пятна уплотненный, корней немного; местами суховато-буроватые участки, прокрашенные элювиальным гумусом (по-видимому, опоясывающийся горизонт B1). Переход очень постепенный, полосой.

B2[rg] 53—68 см. В целом сходен с предыдущим: ярко-рыжих участков и скоплений конкреций меньше, белесых участков больше, пятна иллювиально-гумусового прокрашивания почти пропадают среди ржавых участков; встречаются сильно уплотненные. Переход постепенный.

B3[rg] 68—100 см. Песок светло-ржавый с белесыми пятнами и с разводами на его фоне темно-ржавыми среди слегка светлее окрашенных облакообразных пятен, влажный, общее уплотнение возрастает; на границе с лежащим иным песком местами ярко-ржавый почти горизонтальный псевдофибр. Переход нечетко неровный, следующий залегает расплывчато ниже слои.

J[rg] 100—120 см. Слоистая супесь с бледными ржавыми разводами, длительно-сезонномерзлая.

D2g 120—240 см. Песок пыле-светло-желтый мелкозернистый с бледными ржавыми разводами, сильно влажный, немерзлый; дилг, до глубины 470 см,— неоднократно чередующиеся слабо пылеватый песок — супесь. Почвенно-грунтовые воды на глубине 4 м.

Подзол разреза 6—76 сформировался, так же как и во всех разрезах катены, на многократно-слоистой аллювиальной толще. Верхний однородный палево мелкозернистого песка имеет мощность 95 см; литологический контакт 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 внедрения глубоких языков и лежащий ниже горизонт. Иллювиальная толща имеет явные признаки слоеватости (охристые тона горизонта B автономного подзола сменяются ржавыми оттеками), усиливающиеся книзу. Характерна большая неоднородность окраски и уплотнения, обусловленные разной концентрацией вещества внутри толщи. В целом для верхней ее части (горизонт B1[ngl]) более характерна ржаво-бурая окраска разной интенсивности и прослеживаемые на ней темные гнезда мягких конкреций и белесые пятна; последние могут свидетельствовать как о прогрессирующем элювировании на этом горизонте, так и о локализованном внутрипочвенном оглеении в связи с боль-

Таблица 16. Механический состав Al—Fe-гумусового слабого подзола *, %. Разрез 6—76.

Горизонт	Глубина, см	Потеря от обработки HCl, %	Размер частиц, мм						
			1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	0,001—0,005	<0,001	<0,01
A2	6—16	0,08	37	57	3	0	2	1	3
	16—38	0,04	41	54	2	1	1	1	3
B1[ngl]	38—53 (фон)	0,67	39	56	1	1	1	2	4
	51—53 (конкреция)	0,59	39	54	2	0	2	3	5
B2[ngl]	53—68 (фон)	0,80	40	56	0	1	1	2	4
	53—56 (конкреция)	0,77	38	56	1	2	0	1	3
B3[ngl]	68—102 (фон)	0,20	32	62	1	1	1	3	5
	68—100 (деоксигированное пятно)	0,30	32	65	0	1	1	1	3
	68—100 (псевдофибры)	0,33	32	59	5	0	3	2	4
D1g	102—120	1,48	2	33	45	8	7	10	20
D2g	120—160	0,36	25	66	4	1	1	3	5
	160—240	0,37	26	68	2	0	1	3	5

* Аналитик Ю. В. Хомяков.

---

1 Здесь и в дальнейшем индекс g означает «глеевый».

тины внутренним нарастанием степени уплотнения и неоднородности. Книзу иллювиальной толщи фоновая окраска становится все более светлой; ярко- и темно-ржавые тона присущи 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 извилистость границы горизонтов A2 и B, осветление последнего, его внутренняя неоднородность по основным диагностическим показателям и пластинчатая книзу слоеватость указывают на усиление в этом профиле двух процессов — оподзоливания сверху и оглеения снизу (от почвенно-грунтовых вод). Динамика этих процессов связана с общей тенденцией постепенным подъемом на этом участке уровня почвенно-грунтовых вод в связи с ростом торфяника 1.

По величине кислотности и ее распределению по профилю, составу поглощающего комплекса эта почва сходна с автономным 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 A2, хотя по морфологии он однороден. Верхняя часть горизонта A2 значительно более обеднена валовым R_2O_3, чем горизонт A2 автономного подзола, т. е. она еще более выветрелая и элювированная; силикатные формы Fe_2O_3 составляют 88% его общего содержания. Нижняя часть горизонта содержит заметное количество валового Fe_2O_3, но его силикатные формы приходятся 98%. Таким образом, нижняя часть горизонта A2 менее выветрелая, это, очевидно, более холодная его часть.

Горизонт B1fngl, как уже отмечалось, очень неоднороден морфологически, что подтверждается и данными химического состава. Фоновые участки этого горизонта характеризуются по сравнению с горизонтом A2 минеральной аккумуляцией R_2O_3 и частично гумуса. Общее количество валовых R_2O_3 к гумуса здесь меньше, чем в горизонте B1f автономного подзола: перераспределение этих веществ происходит на фоне более сильно выраженного общего элювирования их из рассматриваемой толщи профиля. В горизонте B1fngl минимум Fe_2O_3 обеспечивается несиликатными формами, их содержание составляет 60% от общего количества. При этом соотношение аморфных и окристаллизованных окислов железа примерно равное, в то время как в горизонте B1f автономного подзола резко преобладают окристаллизованные формы.

Конкреции горизонта B1fngl 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 аморфного Al_2O_3 и становится несколько

Таблица 17. Свойства Al — Fe-гумусового таежного подзола *. Разрез 6—75

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	Поглощенные основания, мг-экв на 100 г почвы				R_2O_3, % от прокаленную почву			Fe_2O_3			R_2O_3, % от прокаленной навески			
		водный	солевой		Ca^{++}	Mg^{++}	H^+	сумма	Al_2O_3 по Тюрину	Fe_2O_3	Fe_2O_3 по Джексону-Пирсону	свободная	подвижная	аморфная	Al_2O_3	Fe_2O_3	Fe_2O_3	
																	кристаллическая	аморфная
AO	0—5	4,1	3,2	55,73**	5,4	2,5	18,8	37,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A2	5—15	5,6	4,2	0,66	0,0	0,2	0,0	0,2	0,02	0,00	0,01	0,01	0,07	0,08	3	0,0	13	88
	15—33	5,8	4,2	0,03	0,1	0,2	0,0	0,3	0,03	0,00	0,01	0,01	0,55	0,56	4	0,0	2	98
B1ingl	33—53 (фон)	6,0	5,2	0,2	0,0	0,1	0,2	0,3	0,06	0,21	0,13	0,23	0,19	0,02	4	54	35	31
	33—53 (конкреция)	5,5	4,6	0,3	0,1	0,2	0,0	0,3	0,09	0,18	0,07	0,19	0,18	0,55	33	33	34	33
B2ingl	53—68 (фон)	6,0	5,6	0,1	0,1	0,2	0,0	0,3	0,43	0,07	0,16	0,39	0,11	0,29	20	24	31	45
	53—68 (конкреция)	6,2	5,6	0,2	0,1	0,2	0,0	0,3	0,53	0,13	0,20	0,37	0,28	0,48	24	27	15	58
B3fmgl	68—100 (фон)	6,3	5,0	0,1	0,1	0,3	0,0	0,4	0,24	0,15	0,15	0,36	0,20	0,30	11	28	17	55
	68—100 (цементированное пятно)	6,1	5,7	0,4	0,2	0,3	0,2	0,7	0,37	0,14	0,22	0,36	0,15	1,38	24	37	21	42
	68—100 (псевдофибра)	6,1	5,7	0,2	0,1	0,2	0,0	0,3	0,23	0,29	0,32	0,14	0,28	0,63	17	36	21	47
D1g	100—120	6,4	5,7	0,3	0,2	0,6	3,3	4,1	0,13	0,13	0,29	0,17	3,58	2,65	3	4	6	90
D2g	120—150	6,0	5,3	0,1	0,1	0,3	0,2	0,6	0,06	0,04	0,24	0,17	0,22	0,43	7	9	30	61
	150—240	6,2	5,5	0,08	0,1	0,3	0,0	0,4	0,03	0,02	0,10	0,08	0,61	0,71	3	3	11	86

* Аналитик Т. К. Волощенко.

** Потери при прокаливании.

Таблица 18. Валовой состав Al—Ферругинового глеевато-подзола, % на прокаленную почву*. Разрез 6—75

Горизонт	Глубина, см	Потери при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Сумма
A0	0—5	55,73	94,07	2,76	0,82	0,20	0,60	0,80	0,35	99,77
A2	5—15	0,32	96,19	0,58	0,05	0,11	0,03	0,21	0,28	98,48
	15—33	0,33	95,04	0,52	0,50	0,09	0,03	0,15	0,27	99,60
B1[rg]	33—50 (фон)	1,29	94,08	2,19	0,62	0,14	0,07	0,09	0,38	98,08
	38—50 (конкреция)	1,45	93,49	3,05	0,55	0,15	0,04	0,20	0,37	98,78
B2[rg]	50—68 (фон)	0,94	97,21	1,50	0,29	0,05	0,04	0,03	0,32	99,49
	50—65 (конкреция)	1,40	90,09	2,26	0,48	0,12	0,15	0,10	0,34	100,72
B3[rg]	68—100 (фон)	0,76	94,44	2,11	0,30	0,11	0,16	0,22	0,61	99,01
	68—100 (пятнистые ожелезненные лизы)	1,34	90,51	1,51	0,38	0,11	0,79	0,67	0,34	99,07
	86—100 (псевдофибры)	0,84	96,17	1,39	0,09	0,19	0,07	0,23	0,39	99,01
D/g	100—120	3,58	78,19	12,60	2,65	0,77	0,81	0,87	1,64	97,57
D2g	120—160	0,72	98,44	1,13	0,43	0,13	0,09	0,12	0,26	100,00
	160—240	0,75	93,62	2,84	0,71	0,20	0,42	0,21	0,93	98,72

* Аналитик Т. А. Ростовцева.

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

Горизонт B2[rg] значительно больше 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 несиликатного Fe_2O_3. Уменьшение в фоне валового Al_2O_3 сопровождается резким увеличением его аморфных форм; по относительному содержанию (около 30%) их количество довольно близко к содержанию в конкрециях горизонта B1[rg]. Фоновые участки горизонтов B2[rg] и B1[rg] близки по содержанию гумуса и его составу.

Конкреции горизонта B2[rg] 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 резче выявляется аккумуляция Al и Fe в конкреционных образованиях; количественно она выражена отчетливее 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 подзола А3 — Fe-гумусового глееватого*. Разрез 6—75

Горизонт	Глубина, см	С, %		Гуминовые кислоты			Фульвокислоты			Остаток	$C_{гк}:C_{фк}$
		в почве	в вытяжке $Na_4P_2O_7$ + NaOH	в вытяжке $Na_4P_2O_7$ — NaOH	суббутные с связанн. с Fe_2O_3 (фр. 1)	связанные с Ca (фр. 2)	в вытяжке $Na_4P_2O_7$ + NaOH	подвижные 0,1 н. H_2SO_4 (фр. 3а)	не защищ. от подкисл. 0,1 н. NaOH и 0,1 н. H_2SO_4 (фр. f_1)		
А2	6—15	0,05	0,02* / 40,0	0,007 / 14,0	0,014 / 28,0	0	0,013 / 26,0	0	0,006 / 12,0	60,0	0,54
	15—33	0,09	0,018 / 20,0	0,008 / 8,9	0,009 / 45,0	0	0,01 / 11,0	0	0,009 / 45,0	20,0	0,80
Bfe[g]	33—53 (фон)	0,11	0,07 / 63,6	0,007 / 6,4	0,014 / 13,7	0	0,049 / 57,2	0,03 / 34,2	0,005 / 5,5	36,4	0,11
	33—53 (конкреции)	0,16	0,10 / 62,5	0,01 / 6,3	0,015 / 9,8	0	0,03 / 56,3	0,07 / 43,7	0,016 / 10,0	37,5	0,11
Bfe[g]	53—68 (фон)	0,07	0,05 / 85,7	0,006 / 8,6	0,014 / 20,0	0	0,054 / 77,1	0,05 / 71,4	0	14,3	0,11
	53—68 (конкреции)	0,21	0,09 / 37,5	0,005 / 4,5	0,010 / 17,3	0	0,065 / 30,1	0,06 / 54,5	0,001 / 0,9	30,4	0,09
B3[g]	68—100 (фон)	0,08	0,06 / 75,0	0,006 / 7,5	0,014 / 17,5	0	0,054 / 67,5	0,05 / 83,3	0	25,0	0,11
	68—100 (цементированное пятно)	0,24	0,19 / 79,2	0,014 / 5,8	0,024 / 10,0	0	0,176 / 73,2	0,14 / 58,3	0,040 / 16,2	20,8	0,08
	68—100 (псевдофабра)	0,12	0,08 / 66,7	0,01 / 8,3	0,02 / 9,3	0	0,07 / 58,3	0,07 / 58,3	0	33,3	0,14

* Анализы Е. Н. Субботиной.

** В числителе — процент к абсолютно сухой почве, в знаменателе — процент к общему С.

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

Горизонт B2fngl содержит в фоновых участках несколько больше валовых R_2O_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 Al_2O_3 снижается более чем вдвое.

В горизонте B3fngl на контакте с сутесчаным слоем присутствуют новообразования двух типов: цементированные обширные пятна и псевдофибровая прослойка. По химическому составу цементированные пятна по сравнению с фоном отличаются меньшим содержанием валового Al_2O_3 и почти таким же Fe_2O_3; наряду с этим в них резко возрастает относительное количество аморфных R_2O_3 и становится больше гумуса. Состав гумуса в цементированных пятнах отличается низким отношением $C_{гк}$ к $C_{фк}$. Псевдофибра по сравнению с фоном характеризуется пониженным общим содержанием Al_2O_3 и повышенным (почти вдвое) общим содержанием Fe_2O_3. Этот максимум более чем наполовину обеспечивался несиликатным железом. В то же время псевдофибровая прослойка не выделяется повышенным содержанием аморфного Al_2O_3, по абсолютному количеству; по сравнению с фоном его лишь несколько больше в относительном выражении (к общему содержанию Al_2O_3).

Ниже залегает сизая слоистая толща, лишенная углубленных новообразований, что в данных условиях свидетельствует о постоянно низком окислительно-восстановительном потенциале; только в ржавых пятнах и прослойках, по-видимому, периодически возникает аэрация. Сутесчаный слой, лежащий под верхним однородным навосом, по химико-минералогическому составу значительно богаче его (78,13% SiO_2). Можно полагать, что подобные сутесчаные слои (а их несколько в исследуемой катене) являются существенным резервом веществ, поступающих в почвенно-грунтовые воды.

В целом Al — Fe-гумусовая подзолистая дифференциация значительно резче выражена в глеватом подзоле, чем в автоморфном. Увеличивается не только мощность горизонта A2 и степень его обеднения (по сравнению с горизонтом B1), но и степень перераспределения веществ между элювиальной и иллювиальной толщей. Исключение составляет только аморфный Al_2O_3; его относительное перераспределение в глеватом подзоле выражено менее резко, по-видимому, в связи с большей ролью подвижного гумуса в этой почве и соответственно с большей подвижностью гумусово-гуттусовых соединений, заметно аккумулирующихся в более глубоких горизонтах профиля — B2fngl и B3fngl.

Сравнение фоновых содержаний Fe_2O_3, Al_2O_3 и гумуса в разных частях пахотного слоя вскрывает некоторые существенные особенности его формирования. Как и в автоморфных

условиях, содержание основных дифференцирующих профиль компонентов является максимальным в горизонте B1 и снижается с глубиной, что трактуется обычно как постепенное ослабление элювиального процесса. Но в горизонте B2(ng) наряду с этой закономерностью обнаруживается явное обогащение всеми окислами и увеличение содержания валового SiO_2. Для Fe_2O_3 это проявляется во всех формах, в том числе и силикатных; в отношении Al_2O_3 это также, по-видимому, касается и силикатных форм.

Таким образом, горизонт B2(ng) представляется не только (и не столько) сферой ослабления элювирования, но и сферой элювирования, что может быть связано с возникающими здесь периодически восстановительными условиями и последующего выноса веществ в результате застоя влаги над литологическим контактом и псевдофиброй и подъема до этой глубины капиллярной каймы почвенно-грунтовых вод в отдельные сезоны и годы. Благодаря элювированию, проявляющемуся в горизонте B2(ng), может «разъедаться» снизу горизонт B1(ng), что способствует выносу из него R_2O_3 и гумуса и перемещению этих соединений в лежащие ниже горизонты и их новообразования, а также в почвенно-грунтовые воды.

Выше было отмечено, что двучленность горизонта A2 и крайне неровный характер его границы с горизонтом B1(ng) могут свидетельствовать о прогрессирующем оподзоливании. Сочетание этого процесса с процессом элювирования за нижней части горизонта B1(ng) 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).

Обогащение фоновой части горизонта B2(ng) связано не только с элювированием за пределы этого горизонта, но и с процессом внутрипрофильной сегрегации главным образом аморфных форм R_2O_3 и гумуса (табл. 20, отношение конкреция: фон в горизонте B2(ng)). Самая нижняя часть элювиальной толщи — горизонт B3(ng) — характеризуется, по-видимому, относительной стабильностью силикатной массы, что выявляется по содержанию силикатного Fe_2O_3, Al_2O_3 и по валовому составу. И в этом горизонте, и в горизонте B2 содержится больше аморфного глинозема, чем в горизонте B1(ng), что, как уже отмечалось, можно связать с большой подвижностью гликолехино-фульватных соединений в профиле глееватого подзола. Общим специфичным признаком новообразований является фактическое отсутствие Mn в связи с отсутствием Mn-содержащих минералов в почвообразующих породах Ситнинского ареала (Караваева, 1975). Это отражается не только на химическом составе, но и на морфологии конкреций — их цвете, величине, форме, плотности и др. (Тонконогов, 1970).

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

Таблица 20 Соотношение содержания Fe_2O_3, Al_2O_3 и гумуса

Разрез	Отношение горизонтов к почвообразованию	Al_2O_3		Fe_2O_3				Гумус	Состав цементирующих веществ
		валовой	кислотный	валовое	аморфных	окристаллизованных	с гумусом		
5—75	B1 / A2	2,1	22,0	4,4	15,0	18,0	1,9	1,3	
6—75	B1fngl фон / A2	0,7	4,0	7,7	21,0	22,0	2,7	2,5	
	B2fngl фон / B1fngl фон	0,7	5,4	0,5	6,1	0,4	0,7	0,6	
	B3ngl фон / B1fngl фон	1,0	3,0	0,0	0,3	0,8	1,0	0,3	
	Горизонт B1fngl конкреция / фон	0,9	5,5	0,9	0,8	0,9	0,9	1,5	Железисто-гумусово-глинозёмный
	Горизонт B2fngl конкреция / фон	1,5	1,2	1,7	1,5	0,8	2,1	2,0	Глинозёмисто-железисто-гумусовый
	Горизонт B3ngl пластинчатое пятно / фон	0,7	1,5	1,0	1,4	1,8	0,8	1,0	То же
	Горизонт B3ngl псевдофибра / фон	0,7	0,9	1,8	3,4	2,8	1,4	2,0	Гумусово-глинозёмистый

свойствам к вмещающему в горизонте объему (см. табл. 20). В горизонте B1fngl, в котором образование конкреций, по-видимому, полностью определяется вымораживанием вещества сверху, они по сравнению с вмещающим горизонтом являются железисто-гумусово-глиноземными.

В горизонте B2fngl химический состав конкреций меняется по сравнению с вмещающим горизонтом, в них заметно уменьшается роль аморфного Al_2O_3 и значительно возрастает участие аморфного Fe_2O_3 и гумуса — это глиноземно-железисто-гумусовые конкреции.

В цементирующих пятнах горизонта B3fngl тенденция к увеличению содержания гумуса и окислов железа выражена еще отчетливее; при этом в них уже значительна роль не только аморфных, но и окристаллизованных окислов железа. В составе

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

Подобную дифференциацию химического состава новообразований в иллювиальных горизонтах по мере их углубления можно объяснить разной подвижностью гидрозоль-фульватных и железо-фульватных соединений. Играет роль также разная геохимическая подвижность Al и Fe в кислых периодически глеевых условиях и влияние гидрогенной аккумуляции железа от слабоожелезненных почвенно-грунтовых вод.

Для осаждения фульвокислот необходимо значительное количество гидратов окисей железа, поэтому в псевдофибре аккумуляция характеризуется количественным преобладанием железа; определенную роль в этом может играть и некоторая гидрогенная аккумуляция его. Более того, геохимическая подвижность железа в нижней половине иллювиальной песчаной толщи значительно выше, чем алюминия.

Таким образом, ваш по профилю химический состав новообразований меняется, выделяются три группы новообразований (см. табл. 20). Близкий химический состав конкреций горизонта B2hgl и цементированных пятен лежащего ниже горизонта позволяет предполагать, что последние могли образоваться путем срастания конкреций. Аналогичное предположение относительно формирования более крупных по размеру новообразований было высказано В. Д. Тонконоговых (1970).

Следует обратить внимание и на то, что с увеличением размера новообразований (конкреция→цементированное пятно→псевдофибра) роль окристаллизованных окислов железа в их составе увеличивается. По-видимому, в этом играет определенную роль экранирующее относительной обособленности внутренних частей новообразования от процессов, происходящих у его поверхности: смачивания, притока свежих веществ и т. д. Процесс «старения» окислов железа усиливается присутствием органического вещества и в благоприятных для кристаллизации условиях является функцией времени (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 пан» или «плащиковый горизонт»). Чаще их генезис связывается с иллювиальной аккумуляцией железа и гумуса, но в некоторых исследованиях признается возможность их смешанного гидрогенно-иллювиального происхождения (The Canadian system..., 1978).

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

прошлых фаций гидроморфную стадию развития и наоборот, в современных 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 глеевому подзолу разреза 6—75. Не исключено, что псевдофибра могла сформироваться в предшествующую фазу автономного развития, существовавшую здесь до сравнительно недавнего подъема почвенно-грунтовых вод. В этом случае она старше других новообразований этого профиля; об этом свидетельствует большое количество в псевдофибре окристаллизованных окислов железа, меньшее участие органического вещества. Сейчас псевдофибра разреза 6—75 находится в сфере влияния капиллярной каймы почвенно-грунтовых вод.

По сравнению с другими новообразованиями в профиле подзолов псевдофибры постоянно отличаются очень плохой водопроницаемостью, обычно самой низкой в профиле (Brewer et al., 1973; McKeague et al., 1978; The Canadian system..., 1978; Wang et al., 1978). Это вызывает застой влаги и оглеение толщи подзола над псевдофиброй. Некоторые исследователи именно эту причину считают основным двигателем саморазвития автономных подзолов в оглеенные, а затем в болотные почвы (Стобрюк, 1956; Romans, 1962). Так или иначе, наличие псевдофибры в разрезе 6—75 усиливает переувлажнение нижней части иллювиальной толщи, обусловленное как литологическим контактом, так и возможным влиянием капиллярной каймы почвенно-грунтовых вод.

При расчете объемно-весового содержания веществ для разреза 6—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 BC автономного подзола, поскольку горизонт B3fng в таком качестве выступать не мог. Дело в том, что в почвах грунтового увлажнения в профиле отсутствует неизмененная материнская порода; на соответствующей глубине располагается та часть профиля, которая наиболее сильно изменена постоянным оглеением. В случае разреза 6—75, где литологически однородная толща исчерпывается мощностью 95 см, самый нижний ее горизонт, как было показано, является сферой активных процессов иллювирования, сегрегации новообразований и других, происходящих, по-видимому, под влиянием как нисходящих токов почвенных растворов, так и восходящих от почвенно-грунтовых вод. Учитывая однородность верхнего песчаного слоя, его ближний гранулометрический и, по-видимому, валовой состав на всем протяжении катены, для всех ее почв за почвообразующую породу и был условно принят горизонт BC автономного подзола.

Органогенный горизонт разреза 6—75 по объемно-весовому содержанию веществ является еще более бедным сравнительно с

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

Горизонт	Глубина, см	Объемный вес, г/см³	Гумус, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O
AO	0—5	0,24	1,34	2,26	1,07	0,02	0,007	0,01	0,02	0,01
A2	5—15	1,25	0,01	13,25	0,08	0,01	0,015	0,004	0,03	0,04
	15—33	1,40	0,004	13,72	0,07	0,06	0,013	0,004	0,02	0,04
B1ir[gl	33—58	1,46	0,03	14,01	0,31	0,09	0,010	0,01	0,01	0,06
B2ir[gl	58—78 (фон)	1,39	0,02	13,51	0,21	0,04	0,011	0,005	0,01	0,04
	58—78 (конкреция)	1,51	0,03	12,00	0,34	0,07	0,018	0,02	0,01	0,09
B3ir[gl	85—100 (фон)	1,35	0,01	14,84	0,33	0,06	0,017	0,02	0,03	0,09
	85—100 (полный вытек)	1,53	0,00	14,77	0,23	0,05	0,017	0,01	0,01	0,06
	85—100 (псевдофибры)	1,58	0,03	15,10	0,22	0,10	0,020	0,01	0,04	0,03
D1g	103—120	1,49	0,04	11,58	1,83	0,30	0,11	0,12	0,13	0,23
«Порода»	67—85 (разр. 5—75)	1,73	0,007	18,94	0,20	0,09	0,017	0,02	0,02	0,09

* Разложение см. табл. 18.

горизонтом АО автоморфного подзола. В нем аккумулируется только органическое вещество. Его объемный вес уменьшается по сравнению с соответствующим горизонтом автоморфного подзола вследствие худшей разложенности органических остатков. Горизонт А2 по сравнению с породой характеризуется потерей всех веществ, за исключением MgO и гумуса; для MgO это скорее всего относительное накопление в составе устойчивых первичных минералов. Некоторое уменьшение содержания TiO_2 связано, возможно, с выходящим суспензионным переносом в профиле, в которой могли быть вовлечены и минералы титана. В целом горизонт А2 глееватого подзола значительно беднее соответствующего горизонта автоморфного подзола (табл. 21).

Объемно-весовые содержания веществ в разных элювиальных горизонтах разреза 6—75 по сравнению с породой не одинаковы. Горизонт B1ir[gl обеднен практически всеми окислами; в нем увеличивается только содержание R_2O_3 и гумуса. По сравнению с аналогичным горизонтом автоморфного подзола (горизонт B1A2) горизонт B1ir[gl характеризуется потерей гумуса и всех окислов, включая R_2O_3; относительно увеличивается только количество SiO_2 и MgO. Для горизонта B2ir[gl картина распределения веществ заметно меняется, так как по сравнению с породой он оказывается обедненным R_2O_3. По объемно-весовому содержанию R_2O_3 в конкрециях этого горизонта можно было бы предполагать, что обеднение фона происходит за счет процесса сегрегации R_2O_3. Но выше было показано, что это не так: фон горизонта B2ir[gl обеднен не только несиликатным, но и силикат-

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

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

Таким образом, иллювиальная толща глеевато-подзола в целом характеризуется значительно большими потерями веществ, чем аналогичная толща автономного подзола. По сравнению с породой признаки элювирования отмечаются для средней части иллювиальной толщи — горизонта B2fngl.

Следует отметить, что с учетом запасов R_2O_3 в новообразованиях, результаты, по-видимому, могли бы стать несколько иными, особенно за счет горизонтов B2fngl и B3fngl: можно ожидать, что потеря Al_2O_3 в 65-сантиметровой толще оказалась бы меньше, а накопление Fe_2O_3 — больше.

В заключение подытожим качественные различия глеевато-подзола, представляющего собой первую стадию заболачивания, от подзола автономного:

— резкое усиление всех ЭПП элювирования вещества как в горизонте A2, так и во всей почвенной толще;

— заметное участие гумусовых веществ в этих процессах;

— проявление (пока слабое) ЭПП гидроземной аккумуляции, по-видимому, главным образом железа в нижней части профиля;

— значительное усиление элювиально-иллювиальной дифференциации почвенной толщи как по перераспределению вещества, 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 иллювирования, элювирования, оглеения и сегрегации.

Подзолы Al — Fe-гумусовые глеевые с глубоким маломощным оргвандом

В трансаккумулятивно-гидрогенном секторе катены, на окислительно-восстановительном геохимическом барьере, формируются два основных почвенных профиля — с глубоким маломощным оргвандом и с ближней к поверхности мощной оргвандовой плитой. Согласно отечественной классификации (Классификация и диагностика..., 1977), эти почвы не разделяются и обе относятся

к роду оруденелых болотно-подзолистых почв. Канадская классификация (The Canadian system..., 1978) предлагает подразделять подобные почвы по мощности органогенного горизонта: в частности, почвы, в которых органика занимает одну треть или больше мощности педона, отделяются от всех прочих как особая таксономическая единица — *подгруппа органогенных почв*.

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

Разрез 8—75. В 3—4 м от края верхового кустарничково-сфагнового ряжа, в 3 м от разреза 6—75. Растительность та же, что в разрезе 6—75. Описан 13 июля.

АО 0—2 см. Темно-бурый полуразложившийся подстилка, рыхлая, влажная после дождя, переплет. Переход резкий.

А2gl 2—23 см. Грязно-бежевый песок, рыхлый, влажный, очень много корней. Переход резкий, почти ровный.

А2gh 23—25 см. Серовато-светло-бурый кайма по верхней границе лежащего ниже горизонта, зачаток горизонта Bh, песок. Переход резкий, слегка неровный.

Bf 25—40 см. Пески мелкозернистые с редкой почвенной ржавого тона, слабоуплотненный, влажный, много корней. Переход резкий по окраске и увеличению плотности.

B1gl 40—67 см. Тот же песок, на ржавом фоне ярко-ржавые и светлые пятна, разводы, влажный, корни единичны; всех горизонтов уплотнен, ярко-ржавые участки прочно цементированы и составляют не менее половины объема горизонта. Переход ясный.

IIB1g 67—86 см. Супесь сизоватая с бледными ржавыми пятнами, корни единичны, плотно-сезонномерзлая. Переход резкий, горизонтальный.

IIOrl (T2) 86—105 см. Ярко- и темно-ржавый лентовидный прослой (местами) органики, плотно-сезонномерзлый. Переход резкий, горизонтальный.

IIB2g 105—115 см. Сизовато-желтая супесь, плотно-сезонномерзлая.

B4g 115 см и глубже. Песок мелкозернистый, талый, плывунный. Глубина залегания почвенно-грунтовых вод около 120 см.

Эта почва сформирована не только в маломощных уже в нижних аллювиальных горизонтах. Мощность слоя однородного мелкозернистого песка, залегающего с поверхности, составляет 86 см (табл. 22, см. рис. 6). Выклин органики приурочен к двум слоям песка, заключенным между супесчаными прослойками.

По морфологии эта почва существенно отличается от глеевато-подзола. Мощность горизонта А2 несколько уменьшается. В его нижней части отчетливо фиксируется зачаток аллювиально-гумусового горизонта, формирующегося как горизонт Bf, по типу подзолистого горизонта.

Вторичный и наложенный характер аллювиально-гумусового горизонта очевиден. Признаки оглеения в профиле усиливаются; глееватыми становятся все верхние диагностические горизонты. Новообразования опудрены в горизонт B1gl и представле-

Таблица 22. Механический состав гравелистого подзола с глубоким маломощным органодюк*, %. Разрез 8—75

Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Размер частиц, мм						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
A2gl	3—23	0,69	31	64	4	0	1	0	1
A2gl/n	23—35	1,05	30	58	4	1	2	7	10
Bf	35—40	2,70	31	56	4	1	4	4	9
B/gl	40—57	0,88	28	65	3	1	0	3	4
⊥O1g	57—85	1,50	17	51	22	2	4	6	12
⊥O1(D2)	85—95	0,70	40	53	2	0	2	1	3
⊥O1(D3)	95—105	1,75	10	52	31	1	3	3	7
⊥D3g	105—125	1,30	16	24	42	3	4	6	15
D×g	125—140	8,50	27	69	4	0	1	4	5
Фрагмент Ot1 (100—110 см) между разрезами 6—75 и 8—75)	—	0,74	18	59	17	1	1	4	6

* Анализы И. Г. Ходькина.

ми обширными цементированными участками. В нижней части профиля располагается выступ органогенной плиты мощностью всего 20 см с параллельными дневной поверхности верхней и нижней границами. Границы всех генетических горизонтов становятся ровными.

Эти морфологические особенности связаны со значительным изменением гидрологического режима и соответственно с трансформацией процессов элювиально-иллювиальной дифференциации и гидрогенной аккумуляции веществ в профиле. Можно полагать, что залегающие близко почвенно-грунтовые воды влияют на весь почвенный профиль. Происхождение выступа органогена, судя по его залеганию непосредственно над горизонтом почвенно-грунтовых вод, скорее всего преимущественно гидрогенное.

Почвенно-грунтовые воды в той или иной степени подпирают поступающий с боковым током почвенных растворов. Оглеение профиля усиливается, это также затрудняет поступление вещества и способствует исчезновению новообразований из верхнего иллювиального горизонта. В связи с нарастанием общего увлажнения начинает развиваться иллювиально-гумусовый горизонт. Его положение над границей с горизонтом Bf, служащим относительным водоупором, указывает, что формирование иллювиально-гумусового горизонта началось после того, как уже была сформирована система горизонтов A2—B.

Таким образом, морфология глеевого подзола с глубоким халоморфным оргвандом свидетельствует о более затрудненной и несколько подавленной сравнительно с глееватым подзолом элювиально-иллювиальной дифференциации веществ. Явления иллювиальной, а также гидрогенной аккумуляции веществ в профиле становятся более ощутимыми. Это проявляется в уменьшении мощности горизонта A2, формировании горизонта A2gIh, исчезании обширных участков в горизонте BfgI, появлении оргвандов.

По глубине распространения в разрезе 8—75 кислой реакции он происходит разрезы 5—75 и 6—75, скорее всего из-за глубокого проникновения кислого иллювиального гумуса и большего абсолютного его содержания. Следует обратить внимание на внутреннее строение элювиальной толщи. Ее верхняя и преобладающая по мощности часть (горизонт A2gI) столь же сильно элювирована, как и верхняя часть горизонта A2 глеевато-подзола, но в глеевом подзоле мощность этой части почти вдвое больше. Наряду с этим в нижней части элювиальной толщи глеевого подзола (горизонт A2gIa) отмечаются явные признаки иллювиального осаждения R_2O_3 и гумуса по типу белесого песка. Напротив, в глееватом подзоле нижняя часть горизонта A2 имеет признаки прогрессирующего элювирования (табл. 23, 24 и 25).

Это сопоставление скорее всего показывает, что до появления почвенно-грунтовых вод на определенной глубине в разрезах 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 резкому усилению элювиально-иллювиальной дифференциации в разрезе 6—75 (который стал глеевато-подзолом) и, наоборот, ее ослаблению в разрезе 8—75. В последнем активизировалась роль гидрогенной аккумуляции (возможно, определившей рост с этого времени выступа оргванда), а также латеральной: латеральный ток почвенных растворов встречает на своем пути боковую стенку оргвандовой плиты.

В горизонте A2gIh наблюдается 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 кратковременном переувлажнении этого горизонта, или о медленном его возникновении.

Верхняя часть иллювиальной толщи (горизонт BfI) содержит максимальные в профиле количества R_2O_3 и гумуса и минимальное SiO_2. Содержание аморфного Al_2O_3 в этих горизонтах очень велико (около 1,4%, при 2,8% валового Al_2O_3) и превышает содержание обеих форм железистого Fe_2O_3. Количество несиликатного Fe_2O_3 составляет в разрезе 8—75 около 80% его валового содержания, при этом резко преобладают окристаллично-

Таблица 23. Свойства глеевого подзола с глубинным малогумусным оргштейном *. Разрез 9—76

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	Поглощенные катионы, мг-экв на 100 г почвы				Al_2O_3 / Fe_2O_3		Fe_2O_3 по Тамму	Fe_2O_3, %			Al_2O_3 : Fe_2O_3 валовое	Fe_2O_3	
		водная	солевая						по Тамму			органических веществ	подвижное	валовое		окристаллизованное	аморфное
					Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	сумма	% на прокаленную почву						% от валового содержания		
AO	0—2	4,5	3,5	—	7,7	8,3	15,0	29,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A2g1	2—23	5,4	4,0	0,1	0	0,2	0	0,2	5,05	5,01	0,02	0,01	0,10	0,13	2	5	5	34
A2gb	23—25	4,5	3,8	0,7	0,2	0,6	5,4	6,2	0,26	0,27	0,04	0,07	0,55	1,10	6	23	31	40
B*	25—40	5,4	4,0	0,8	0,4	0,2	0,1	0,4	1,39	0,28	1,20	0,98	0,42	1,68	28	17	59	25
Bfg	40—67	5,4	5,2	0,5	0,4	0,1	0,1	0,3	0,03	0,18	0,47	0,29	0,31	0,78	3	39	37	40
⊥D1g	67—85	5,4	4,7	0,7	0,1	0,1	1,1	1,3	0,72	0,28	0,41	0,25	1,80	2,01	8	3	12	80
⊥C1*	85—95	5,9	4,6	0,7	0,1	0,3	0,3	0,7	3,78	0,48	0,20	0,07	0,29	0,34	47	59	13	54
	95—105	5,4	4,2	1,3	0,1	0,3	2,6	3,0	0,76	0,33	0,64	0,26	1,75	2,39	9	15	11	73
⊥D3g	105—115	5,7	4,3	1,0	0,2	0,4	3,3	3,8	0,62	0,27	0,50	0,23	2,06	2,58	6	10	9	81
D4g	115—140	5,7	4,7	0,3	0,1	0,2	0,3	0,6	0,11	0,02	0,17	0,13	0,20	0,30	4	7	23	70
Фратрезем О+Н		-	—	0,8	—	—	- -	- -	0,40	0,23	0,23	0	0,72	1,01	11	28	0	72

* Аналитик Т. К. Виноградова.

Таблица 24. Валовый состав глеевого подзола с глубоким малокомпом органогон, % на прокаленную почву*. Разрез 6—75

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Сумма
AO	0—2	30,30	64,11	2,55	0,87	0,23	0,71	0,23	0,34	99,84
A2gl	2—23	0,20	91,46	0,28	0,12	0,01	0,18	0,22	0,23	100,23
A2gl'h	23—25	2,09	94,39	3,10	1,19	0,14	0,13	0,12	0,66	100,33
Bf	25—40	3,97	83,38	4,90	1,68	0,18	0,07	0,19	0,45	100,79
B1gl	40—67	1,35	90,29	2,55	0,79	0,15	0,11	0,08	0,47	100,43
⊥D1g	67—85	4,07	87,39	8,80	2,41	0,52	0,53	0,35	1,26	100,09
⊥Ort	85—95	1,93	98,02	1,67	0,54	0,09	0,09	0,01	0,40	100,84
	95—105	5,14	85,81	6,70	2,70	0,58	0,65	0,53	1,56	100,15
⊥D2g	105—115	4,70	82,45	10,37	2,39	0,71	0,86	0,74	1,85	99,97
D4g	115—140	0,53	95,52	2,77	0,58	0,14	0,27	0,19	0,38	100,24
Фрагмент Ort		2,87	91,59	3,03	1,21	0,20	0,36	0,28	0,85	98,03

Аналитик Т. А. Богомолова.

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

Нижняя часть иллювиальной толщи (горизонт B1gl) значительно беднее по общему содержанию Fe_2O_3 и гумуса. Это можно было бы объяснить только ослаблением элювиального процесса, но горизонт B1gl содержит больше и силикатного Fe_2O_3, что заставляет предполагать развитие здесь процессов элювирования в связи с его положением над литологическим контактом и временным застоем как нисходящей влаги, так и влаги почвенно-грунтовых вод при их флуктуации. Такое же явление было отмечено и в средней части иллювиальной толщи в разрезе опесчаненного подзола.

Хотя содержание основных цементирующих компонентов в горизонте B1gl ниже, чем в вышележащих горизонтах, цементирующие участки составляют не меньше половины его объема. Это указывает, что в данном случае первостепенную роль в цементации почвенной массы играет, по-видимому, не абсолютное количество цементирующих компонентов, а скорее описанные выше восстановительные условия, характер их динамики. В этом горизонте, лежащем вне литологического контакта и в верхней части зоны капиллярной каймы почвенно-грунтовых вод, окислительно-восстановительные условия, очевидно, характеризуются резкой изменчивостью внутрисезонной, годичной и многолетних циклов.

Таблица 25. Состав гумуса* органоида в подошве слоевом (разрез 8—75) и фрагмента органоида между разрезами 6—75 и 8—75

Горизонт	Глубина, см	C, %		Состояние кислот		
		в почве	в вытяжке $Na_4P_2O_7$ +NaOH	в вытяжке $Na_4P_2O_7$ +NaOH	свободные и связанные с R_2O_3 (гр. I)	связанные с Ca (гр. II)
Ort	85—95	0,43	0,42** / 97,7	0,09 / 7,9	0,03 / 7,9	0
	95—105	0,26	0,06 / 88,8	0,04 / 5,8	0,02 / 2,8	0,02 / 2,6
Фрагмент между разрезами 6—75 и 8—75		0,49	0,40 / 85,3	0,02 / 4,2	0,02 / 4,2	0

Горизонт	Глубина, см	Фульвокислоты			Остаток	$C_{гк}$:$C_{ок}$
		в вытяжке $Na_4P_2O_7$ +NaOH	извлекаемые 0,1 н. H_2SO_4 (гр. Ia)	со смесью извлекаемых 0,1 н. NaOH и 0,1 н. H_2SO_4 (гр. I)		
Ort	85—95	0,35 / 80,7	0,33 / 83,7	0,04 / 9,3	2,3	0,20
	95—105	0,02 / 84,5	0,54 / 71,1	0,11 / 14,5	13,2	0,06
Фрагмент между разрезами 6—75 и 8—75		0,38 / 79,1	0,35 / 72,9	0	16,7	0,05

* Анализы Г. Н. Субботиной.

** В числителе — проценты к абсолютно сухой почве, в знаменателе — проценты к общему С.

Обратимся к рассмотрению свойств органоидного горизонта. Выше отмечалось, что он приурочен к двум прослойкам мелкозернистого песка, заключенным между двумя супесчаными слоями. Прежде всего обращает на себя внимание двуслойность органоида по содержанию остаточных компонентов валового состава, подвижных R_2O_3 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 разных пород: двух вариантов мелкозернистого песка и трех вариантов супеси.

Верхний слой органоида представлен в общем тем песком, который близок по гранулометрии (можно полагать, и по валовому составу) к условной породе, нижний слой органоида — к песку горизонта D2g1 в разрезе автономного подзола. Сопоставление (с известной мере условное) соответствующих слоев органоида и породы по химическому составу может выявить характер аккумуляции веществ в пределах органоида.

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

R_2O_3 по сравнению со своей породой отличается несколько повышенным количеством Fe_2O_3 (главным образом за счет аморфного Fe_2O_3) и пониженным количеством Al_2O_3; по содержанию аморфных R_2O_3 и гумуса этот слой значительно превосходит породу. Следует обращать внимание, что половина валового Al_2O_3 представлена аморфными формами, в то время как у Fe_2O_3 аморфные оксиды составляют около трети его валового содержания.

В целом минеральный состав этой части органоя можно было бы назвать железисто-гумусово-глинозёмным, подчеркнув большую роль в нем аморфного Al_2O_3 и тем самым большое сходство по химическому составу с новообразованиями, формирующимися в верхней части иллювиальной толщи песчаного подзола, т. е. при преобладании осаждения из нисходящих токов собственно почвенного раствора.

Нижний слой органоя (95—105 см) по сравнению с условной породой (горизонт D2gl, разрез 5—75) содержит несколько большие валовые R_2O_3, причем прибавку Al_2O_3 можно отнести наполовину за счет аморфных форм, а Fe_2O_3 — полностью за счет этих форм. В целом в этом слое аморфный Fe_2O_3 составляет всего 16% его валового содержания, а аморфный Al_2O_3 — 5%. Весьма велико содержание гумуса, оно максимально для этого профиля. В целом по химическому составу нижний слой органоя в разрезе 8—75 можно было бы назвать глинозёмно-железисто-гумусовым; такой же химический состав новообразований отмечался для нижней части иллювиальной толщи песчаного подзола, которая формируется под определяющим влиянием гидрогенной аккумуляции.

Между разрезами 8—75 и 6—75 на глубине 100—110 см сформирован небольшой фрагмент органоя (см. рис. 5), как бы продолжение нижнего слоя его выступа, пока оторванное от него; этот фрагмент разрыт в том же литологическом слое, что и нижняя часть органоя. При сравнении выясняется, что они имеют сходный химический состав — глинозёмно-железисто-гумусовый, но фрагменту органоя характеризуется значительно меньшей концентрацией аморфного Al_2O_3, несколько меньшей аморфного Fe_2O_3 и гумуса. Они очень близки и по групповому составу гумуса, отличаясь крайне низким отношением $C_{гк}:C_{фк}$, в то время как в верхней части выступа органоя эта величина значительно выше.

В целом следует подчеркнуть, что для выступа органоя характерно очень низкое содержание окристаллизованного Fe_2O_3 и резкое преобладание его аморфных форм. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что вся почвенная масса этой части органоя находится в сфере активного влияния растворов (восходящих, нисходящих, боковых), просачивающихся через его толщу.

Следует подчеркнуть также, что в выступе органоя количество ила и физической глины 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 намывным органогор.*. Разрез 8—75

Горизонт	Глубина, см	Объемный вес грунта	Гумус	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O
AO	0—2	0,24	1,92	2,20	0,07	0,05	0,005	0,02	0,005	0,02
AEgl	2—25	1,30	0,01	13,82	0,90	0,02	0,013	0,001	0,004	0,03
Bf	25—40	1,22	0,10	11,20	0,58	0,20	0,022	0,01	0,03	0,05
Bfgl	40—67	1,36	0,07	14,41	0,38	0,12	0,022	0,02	0,01	0,07
⊥D1g	67—85	1,52	0,11	13,39	1,25	0,70	0,08	0,09	0,06	0,19
⊥Or1(D2)	85—105	1,59	0,21	13,61	1,28	0,38	0,09	0,10	0,09	0,23
⊥D3g	105—115	1,33	0,13	10,82	1,42	0,74	0,09	0,12	0,10	0,24
D4g	115—140	1,50	0,09	14,61	0,42	0,06	0,02	0,04	0,01	0,13
Порода		1,73	0,07	16,94	0,30	0,08	0,017	0,02	0,03	0,09
Фракция органогора		1,01	0,13	14,75	0,58	0,16	—	0,06	0,05	0,14

* Начинается см. табл. 1.

в ее цементации. По-видимому, значительная роль гипнатных фракций в этих процессах, отмеченная в последующих Е. В. Аринушкиной (1938), Е. Л. Рогитина и К. Н. Федорова, (1977) не обязательна для формирования органогора.

По объемно-весовому содержанию веществ (табл. 26) горизонты АО глеевого и глееватого подзола практически идентичны. Горизонт А2 по сравнению с породой и аналогичным горизонтом глееватого подзола характеризуется даже несколько большей долей вещества (Al_2O_3, CaO, MgO, K_2O), что указывает на более сильную разрушенность его минеральной массы. Горизонт Bf по сравнению с горизонтом B1fgl глееватого подзола содержит заметно больше R_2O_3 и гумуса, в горизонте Bfgl их количество заметно снижается. В подстилающей сапропелевой толще концентрации R_2O_3 остаются примерно одинаковыми; толща органогора выделяется только повышенным содержанием гумуса. Распределение объемного веса по профилю не имеет какой-либо специфики. Среди минеральных горизонтов наименьшим объемным весом отличается горизонт Bf в связи с большим содержанием в нем корней. Максимальный объемный вес характерен для органогора.

Таким образом, вторая стадия заболачивания в изучаемой катене (разрез 8—75) по сравнению с предыдущей глееватой стадией (разрез 6—75) характеризуется следующими отличиями:

— некоторым усилением ЭПП элювирования, главным образом из подзолистого горизонта;

— значительным увеличением роли гумусовых веществ в процессах элювирования—иллювирования;

— началом фазой формирования горизонта Bh, наложенно-

то да нижнюю часть горизонта А2, над срезанной с горизонтом В1;

— резким усилением ЭПП гидротепной аккумуляции, по-видимому, не только железа, но и гумуса в нижней половине профиля; формированием дезинтегрированного маломощного органогенного элювия в зоне взаимодействия грунтовых вод и почвенных (выходящих из боковых) растворов;

— усилением глеевых явлений в горизонтах над органогенным;

— некоторым подавлением дальнейшего развития элювиально-иллювиальной дифференциации профиля, что связано не столько с близостью почвенно-грунтовых вод и формированием маломощного органогенного элювия, сколько с латеральным приносом вещества в толщу разреза 8—75, расположенного у протяженной по вертикали боковой стенки органогенного тела.

Следует отметить, что торфяный подзол разреза 8—75 имеет ряд существенных отличий от «типичных» глеевых подзолов, для которых всегда характерно резкое усиление по сравнению с глееватыми подзолами элювиально-иллювиальной дифференциации (распределение R_2O_3 и гумуса, общий вынос вещества из почвенной толщи), часто характерно наличие хорошо выраженных иллювиально-гумусовых горизонтов Bh. Такими свойствами обладают и многие глеевые подзолы Сыктывкинского ареала (Караваева, 1975). Подобные типичные свойства, очевидно, обусловлены свободным оттоком почвенно-грунтовых и латеральных вод, присутствующих в почвенном профиле или фильтрующихся через него.

Глеевый подзол разреза 8—75 формируется под влиянием почвенно-грунтовых вод, подпитых болотными водами. Латеральный поток вещества, проходящих через профиль, также подпирт боковой стенкой органогенного тела. С этими условиями и можно связать отличие почвы разреза 8—75 от типичных глеевых подзолов.

Подзолы органогенные

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

Органогенный подзол был изучен в двух разрезах: 9—75 и 7—75. Разрез 8—75 секет органогенное тело в его красной, наиболее близкой к суходолу части. Он заложен в 0,5 м от разреза 8—75, примерно в 2 м от границы рима. Разрез 7—75, расположенный примерно в 1 м от разреза 9—75, в 1 м от границы рима, секет органогенное тело в центре его самой мощной (60 см) торфянистой части. Оба разреза приурочены к участку с наиболее близким положением верхней границы органогенного тела от дневной поверхности.

Разрез 9—75. Сосновый лес с примесью березы и кедрика в подросте. Напочвенный покров багульниково-брусничпо-черника-

но-зеленомошный, много осоки пирамидной. Местами поверхность взбугрена за счет разросшихся подушек сфагнума с единичными кустиками кассандры. Небольшие пятна кустистых лишайников.

А0 0—5 см. Темно-бурый полуразложившийся подстилки, рыхлый, после осушения вложился, горелая. Переход резкий.

А2gl 5—20 см. Песок грязно-белесый, рыхлый, много корней, рыхлый. Переход очень неровный, размазан.

А2gl1 25—35 см. Песок коричневато-белесый, с грязноватым оттенком, влажный, корней меньше; самый рост веера лежащего ниже горизонта Bf1 по фону горизонта А2. Граница неясная неровная.

В1 35—70 см. Песок коричневый со слабым охристым оттенком, влажный, корней много. Граница с лежащим ниже оттеками очень неровная, так как поверхность следующего цементирования в бугрятах, охватывающая горизонт темных бугрят.

Ot1 40—50 см. Песок ортзамещенный, окраска и сложение очень неоднородны, черные и темно-рыжие крупные оттеки, ярко-рыжие и рыжие, иногда желтые линзы отбеления (наиболее цементированы, наряду со крупными оттеками отчетливо пережила почти горизонтальная слоеватость (отмываемая дистакта), местами встречаются отпечатки корней деревьев и кустарничков. Переход постепенный.

Ot2 60—90 см. Песок, цементация увеличивается, окраска при том же сложении с общим темно-рыжим и желтым фоном встречаются реже, длительно-невлажно-серый, при отливании ложем слабо выступает вода. Переход явный.

Ot3(D1) 80—100 см. Песок, темно-коричневый, довольно равномерной окраски, значительно менее цементированный, крупнозернистого сложения со слабо-дерном, остаток слоеватость (плитчатость), длительно-серый. Переход резкий.

D2g 100—115 см. Супесь слоеватая, желто-рыжая с серыми оттенками, длительно-серая, при отливании слабо-сизая. Переход ровный.

D3g 115—150 см. Песок сизо-желтый, однородный, с бесцветными разводами кремнезема, длительно-коровый, при отливании слабо-сизый.

Разрез 7 75. Напочвенный покров багульниково-зеленомошный, больше полушек сфагнума.

О2 0—10 см. Темно-бурый, торфянистый, рыхлый, влажный, следы слабой гари. Переход резкий.

А2gl. 10—28 см. Песок грязно-белесый, в верхней части с ортзатеками гидратов, уплотн, влажный, рыхлый, много корней. Переход очень неровный, в пределах 10—15 см волнистый.

А2gl1 28—33 см. Буровато-серая пайка по границе с подзолом Bf, рыхлый, влажный, песок, много корней. Переход размывчатый, снизу внедряются ржавые разводы горизонта Bf.

Bfgl 31—45 см. Песок охристо-ржавый с сизоватыми оттенками, окраска очень неравномерная, влажный, корней меньше. Переход в ортзатеки (конц. ортзатеки (бугорчатая поверхность оттаивания).

Ot1 43—58 см. Цементировка тут слабо, чек эволютичный горизонт уперся 9—75, длительно-серый; в остальном похож на горизонт Ot1 в разрезе 5—75.

Ot2 58—65 см. Наиболее сильно цементирован, похож на горизонт Ot2 в разрезе 9—75.

Ot3 (D1) 65—100 см. Среднецементированная супесь, темно-коричневая, отчетливо выступают крупные отдельные конкреции, более осветленные, слоеватый (плитчатый), длительно-серый. Переход ровный.

D2g 100—120 см. Песок сизо-желтый, однородный, длительно серый.

Обе эти почвы сформированы на легкоглинистой слоистой в нижней части профиля толще (см. рис. 6). Как видно из описания, в обоих разрезах бо́льшая часть органоида размещается в верхнем однородном песчаном слое, что представляет значительный генетический интерес.

В морфологии этих почв обращает на себя внимание сжатие до минимума верхнего горизонта B, лежащего над органоидом. В обоих профилях хорошо выражен горизонт A2gl1, развивающийся по подзолистому белесому фону. Он достигает большей мощности у края органоида, что, возможно, связано не только с элювиальным процессом, но и с аккумуляцией латеральных веществ; именно здесь располагается крайняя часть барьера по пути их передвижения. Часто подзолистый горизонт A2gl в обоих разрезах имеет почти одинаковую мощность и морфологию. Поскольку горизонты A2gl1 и B1 (в разрезе 9—75) формировались и формируются по фону подзолистого горизонта, мощность последнего (до развития горизонтов A2gl1 и B1) была в разрезе 9—75 больше, чем в разрезе 5—75, а в разрезе 7—75 — такой же, как в последнем.

Морфология органоида в этих разрезах имеет и некоторые различия. Сходны и очень характерны верхняя и нижняя его границы; верхняя — очень неровная, бугристая, внедряющаяся в лежащий выше элювиальный горизонт, бугры являются показателем роста органоида вверх; нижняя — очень ровная. Обе они в общем параллельны дневной поверхности.

В обоих разрезах верхняя и средняя части органоида имеют одинаковое сложение и распределение окраски. Сочетающиеся со сгустковыми отдельностями менее цементированные ржавые пятна по морфологии мне представляют собой включения в органоид участки горизонта B1. Это достаточно очевидно, так как органоид развивается по фону аллювиальной толщи подзолов. В нижней части органоида сгустковый характер сложения пропадает или почти не выражен. 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 органоида сгустковое сложение сочетается со слоеватостью (способностью раскалываться на плитки); в его нижней части слоеватость становится преобладающей чертой сложения.

Следует отметить, что по сложению органоид сходен с плинтитом, также формирующимся над горизонтом почвенно-грунтовых вод и характеризующимся сочетанием ячеистого и плитчатого сложения (Daniels et al., 1978).

В обоих разрезах наиболее цементирована средняя часть органоида на глубине 60—95 см. Более слабая цементация в нижней части органоида объясняется преобладанием восстановительных условий над горизонтом почвенно-грунтовых вод.

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

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

Практически водоупорными являются останцы, имеющие сплошное (плитчатое) сложение; они сложены толстыми плотными слоями, подобными плаксунам; водопроницаемость снижается в них в среднем до 0,01—0,1 см/час (Wang et al., 1978). Останцы, хорошо проводящие влагу, имеют сложение пористого цементированного песка; водопроницаемость возрастает в них до 10—49 см/час. Перекувшивание надпочвенных горизонтов свидетельствует о невысокой водопроницаемости по крайней мере верхней части изученного останца, но можно полагать, что это характерно и для его средней части.

Обращает на себя внимание различный характер верхних иллювиальных горизонтов над останцом и их «шахматное» расположение в катене. Так, в более сухом разрезе 9—75 развит кофейный иллювиально-гумусовый горизонт Bh, в то время как в более влажном и располагающемся 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 останца указывает, что обе эти почвы прошли стадию развития плювиально-железистого подзола, т. е. развивались ранее в менее влажных условиях. Об этом же свидетельствует и наложенность ныне образующегося горизонта A2gl|h на бор подзолистого горизонта.

«Сохранность» горизонта Bf (разрез 7—75) и его трансформация в горизонт Bh краевой части останца (разрез 9—75) следует связывать с характером латеральной миграции вещества по поверхности останца в период приближения его верхней границы к дневной поверхности и, возможно, с разной в этих разрезах водопроницаемостью его верхней части. При приближении верхней границы останца к дневной поверхности он все более становился относительным барьером для латеральной миграции. Его краевая зона принимала на себя наибольшее количество влаги и вещества, передвигавшихся сверху вниз по катене. Возможно, поэтому здесь начали раньше и были более активными явления латеральной иллювиально-гумусовой аккумуляции, горизонт Bf трансформировался в горизонт Bh и зародился новый генетический горизонт A2gl|h. Это же объясняет и более длительную «сохранность» горизонта Bf в центральной части цементированного останца и меньшее развитие здесь горизонта A2gl|h.

Возможно, сыграла определенную роль и разная водопрони-

ценность верхней части оргзанда в обоих разрезах. Она, по-видимому, ниже в правой части оргзанда (разрез 9—75), судя по значительно более высокому объемному весу (1,53, по сравнению с 1,41 г/см³ в разрезе 7—75). Это способствовало спаданию подгоризонта для нисходящего перемещения веществ в этой части оргзанда и перекрытию толщи над оргзандом, что привело к формированию иллювиально-гумусового горизонта Bh. Более слабая цементированность и меньший объемный вес верхней части оргзанда в разрезе 7—75 создают ее меньшую относительную водопорность для нисходящего передвижения раствора. Латеральный отток веществ из разреза 7—75, по-видимому, осуществляется более свободно, чем из разреза 9—75. По направлению к болоту верхняя граница оргзанда постепенно опускается, цементация его верхней части исчезает, мощность подзолистого горизонта иногда увеличивается (см. рис. 5). Можно полагать, что эти различия условий формирования разрезов 9—75 и 7—75 объясняют различие надоргзандовых иллювиальных горизонтов в их профилях.

Мощность и характер органогенных горизонтов обоих профилей отражают общей морфологии профиля. Подстилки неоднократно горели, и степень восстановления их после пожаров различна. Поэтому в изучаемых точках о потенциальной возможности органогенной аккумуляции можно судить только по характеру включающего покрова. Присутствие в нем сфагновых мхов, некоторых олиготрофных кустарничков (багульника, кассандры и др.) свидетельствует о том, что естественная мощность органогенных горизонтов должна быть здесь значительной, а степень их разложения невысокой. В давно не горевших лесах мы встретили оргзандовые подзолы с торфянистыми горизонтами мощностью до 20 см; аналогичные профили (15—20 см) приводятся и в литературе (Wang et al., 1978).

Перейдем к рассмотрению аналитических данных. Верхняя часть обоих разрезов, размещающаяся в однородной песчаной толще, содержит значительное количество илистой фракции. Ее максимум приурочен к надоргзандовым горизонтам: в разрезе 9—75— к горизонту Bh, в разрезе 7—75— к горизонтам A2gIh и BIgI. В оргзанде количество ила уменьшается, особенно заметно в его средней части, в нижней толще оно несколько возрастает (табл. 27 и 28). Таким образом, в верхней цементированной зоне оргзанда не обнаруживается повышенного количества ила, что было отмечено и для выступа оргзанда в разрезе 8—75.

Увеличение содержания ила, а также гумуса в надоргзандовых иллювиальных горизонтах значительно повышает их емкость поглощения. Максимумы ила связаны скорее всего с осаждением в иллювиальных горизонтах органо-минеральных соединений и гидроксидов железа и алюминия (Тонконогов, 1972). Содержание гумуса в горизонтах A2gI и A2gIh остается примерно тем же, что и в аналогичных горизонтах плоского подзола с глубоким оргзандом (см. табл. 23). В то же время аккумуляция гумуса в

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

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	Размер частиц, мм						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
A2g1	5—20	0,09	50	38	2	0	0	1	1
A2g1h	20—35	0,43	40	48	4	1	3	4	8
Bf	35—40	2,08	36	52	3	3	1	5	9
Or1	40—60	1,57	36	51	6	1	1	5	7
Or2	60—80	1,44	35	57	1	1	3	3	6
Or3(D1)	80—100	2,95	10	69	20	2	1	4	7
D2g	100—115	1,94	1	41	48	3	0	7	15
D3g	115—170	0,21	30	68	1	0	1	2	3

* Анализы Н. Д. Ходакова.

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

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	Размер частиц, мм						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
A2g1	10—28	0,28	36	60	3	0	0	2	2
A2g1h	28—38	0,61	27	60	5	0	1	7	8
Blg1	38—45	2,03	26	52	4	6	2	6	8
Or1	45—52	1,77	30	60	3	1	2	4	7
Or2	52—60	1,46	33	59	1	1	2	3	5
	60—95	2,07	27	58	8	2	2	3	7
Or(3)(D1)	95—103	2,60	4	42	39	5	4	6	15
D2g	103—120	0,70	15	64	13	4	2	5	8

* Анализы Н. Д. Ходакова.

иллювиальных горизонтах Bh и Bf возрастает более чем вдвое.

По степени элювирования горизонт A2g1 в обоих разрезах сходен с горизонтом A2 иного подзола с глубоким оруденением. Горизонт A2g1h имеет признаки иллювирования по распределению ила, гумуса, валовых и неокристаллизованных 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 исключительно силикатными формами его, а в разрезе 7—75 как силикатными, так и окристаллизованными. В целом по химическому составу горизонты A2g1h в обоих разрезах сходны; в разрезе 7—75 наблюдается только большее содержание окристаллизованных окислов железа (табл. 29 и 30).

Таблица 29 Свойства органилового подзола *. Разрез 7—75

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	Поглощенные катионы, мг-экв. на 100 г				Al_2O_3	Fe_2O_3	Fe_2O_3 по Деннису	Fe_2O_3, %			Al_2O_3 : Fe_2O_3	Fe_2O_3	
		водный	солевой		Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	сумма	по Тюрину			органо-минеральное соединение	органическое	валовое	аморфные	аморфные соединения	слабоокристаллизованные
									% на прокаленную почву			% от валового содержания					
O2	0—10	4,2	3,2	–	9,4	6,3	20,0	35,7	—	—	—	–	–	–	—	—	—
A2gl	10—28	3,3	3,0	0,2	0,0	0,1	3,0	0,1	0,00	0,00	0,02	0,02	0,11	0,13	0	0	15	85
A2gl'h	28—33	3,2	3,1	0,6	0,2	0,2	2,4	2,7	0,15	0,01	0,15	0,11	0,27	0,42	7	10	28	84
Bfgl	33—43	5,7	5,0	1,5	0,1	0,2	0,8	1,1	0,58	0,76	1,10	0,57	0,45	1,02	12	25	35	30
Or1	43—58	6,4	4,8	2,2	0,1	0,2	1,7	2,0	1,00	3,04	0,98	0,04	0,24	1,22	50	25	32	20
Or2	58—80	5,8	4,0	1,8	0,1	0,3	2,0	2,4	0,53	0,22	0,30	0,08	0,49	0,70	27	36	11	53
	80—95	5,6	4,8	2,7	0,1	0,1	3,7	3,9	0,82	0,54	0,70	0,16	0,88	1,33	14	40	12	48
Or3(D1)	95—100	5,0	4,3	2,3	0,1	0	4,6	4,7	0,90	0,90	0,80	0,17	2,07	2,90	7	25	0	71
B2g	100—120	5,5	4,4	0,6	0,1	0,3	1,7	2,1	0,28	0,15	0,23	0,13	1,08	1,34	5	11	10	79

Анализы Т. К. Зонтиковой.

Таблица 30. Свойства иртышского подзола [А], Разрез 9—75

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	Поглощенные катионы, мг-экв на 100 г почвы				Al_2O_3	Fe_2O_3	Fe_2O_3 по Джексону	Fe_2O_3, %			Al_2O_3 : Fe_2O_3	Fe_2O_3	
									по Тюрину								
									% на прокаленную почву								
		водная	солевая		Ca^{++}	Mg^{++}	H^+	сумма				валовое	силикатное	вытяжка	аморфное		
															% от валового содержания		
АО	0—3	5,0	4,0	—	10,5	7,1	20,8	37,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
А2g	3—28	5,3	4,7	0,07	0,0	0,1	0,0	0,1	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,07	0	0	100
А2g(L)	28—35	4,9	3,9	0,8	0,1	0,2	2,4	2,7	0,10	0,01	0,02	0,35	0,21	0,31	5	10	74
Bs	35—40	5,1	4,4	1,7	0,1	0,4	3,4	3,9	0,07	0,15	0,34	0,20	0,45	0,08	23	15	45
Or1	40—60	5,4	4,4	1,6	0,1	0,3	2,0	2,4	0,04	0,47	0,80	0,35	0,58	1,38	21	34	42
Or2	60—80	5,4	4,3	1,7	0,1	0,2	0,9	1,2	0,04	0,37	0,57	0,30	0,60	0,87	19	66	0
Or3(D1)	80—100	5,4	4,4	3,2	0,1	0,2	3,2	3,5	1,90	0,52	1,18	0,04	1,46	2,57	15	20	55
D2g	100—115	5,2	4,4	1,3	0,2	0,1	4,5	4,8	0,04	0,29	0,39	0,30	2,45	3,04	5	10	80
D3g	115—170	5,0	4,7	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,08	0,03	0,10	0,07	0,29	0,39	4	8	74

[А] Аналитик Т. К. Волынская.

Таблица 31 Валовой состав органогенного подзола, % на прокаленную почву*. Разрез 8—75

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Сумма
AO	0—5	60,58	93,39	3,96	0,55	0,28	1,02	0,27	0,52	99,54
A2gI	5—20	0,35	98,53	0,36	0,07	0,09	0,04	0,05	0,26	100,39
A2gIb	20—35	1,87	97,05	2,17	0,21	0,32	0,09	0,07	0,56	100,51
Bh	35—40	3,20	95,15	2,97	0,48	0,19	0,05	0,32	0,38	99,95
Ot0	40—60	4,57	94,35	3,02	1,58	0,30	0,12	0,30	0,52	100,68
Ot2	60—80	3,25	90,86	1,57	0,87	0,10	0,03	0,03	0,27	99,73
Ot3(D1)	80—100	8,65	80,57	8,78	2,57	0,48	0,50	0,58	1,31	100,78
D2g	100—115	5,68	88,65	2,59	3,04	0,82	0,91	1,10	2,01	101,12
D3g	115—170	0,63	97,22	1,09	0,30	0,11	0,13	0,16	0,57	100,51

* Анализы Т. А. Бостанова

Таблица 32 Валовой состав органогенного подзола, % на прокаленную почву*. Разрез 7—75

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Сумма
O2	0—10	75,39	87,21	5,05	1,40	0,40	1,30	0,50	1,45	98,18
A2gI	10—28	0,79	97,37	0,82	0,13	0,12	0,04	0,05	0,25	99,57
A2gIb	28—33	2,03	97,09	2,17	0,42	0,20	0,07	0,20	0,45	102,26
B2gI	33—43	5,80	83,35	4,63	1,02	0,17	0,15	0,10	0,31	100,03
Ot0	43—58	5,07	91,09	3,18	1,22	0,15	0,05	0,16	0,42	100,00
Ot2	58—80	4,01	85,20	1,19	0,70	0,13	0,13	0,20	0,50	99,43
	80—95	7,05	92,01	4,53	1,36	0,35	0,24	0,47	0,87	100,13
Ot3(D1)	95—103	7,69	50,36	10,75	2,60	0,73	0,81	0,86	1,81	96,70
D2g	103—120	3,23	88,01	6,28	1,84	0,25	0,32	0,34	1,27	96,01

* Анализы Т. А. Бостанова.

Горизонты Bh и Bf значительно различаются по морфологии, что отражается их различия по валовому составу. Горизонт Bh обеднен по сравнению с горизонтом Bf CaO, K_2O, R_2O_3 и обогащен SiO_2. На этом фоне развита хорошо выраженная морфологически иллювиально-гумусовая аккумуляция. Минеральная масса горизонта Bh близка по составу к таковой горизонта B1fngl в разрезе 6—75 глееватого подзола. Горизонт Bf в разрезе 7—75 ближе по химическому составу к горизонту Bf подзола с глубоким органогеном (табл. 31 и 32).

По-видимому, сходства и различия верхних аккумулятивных горизонтов четырех профилей не случайны. Можно предполагать,

что в процессе роста органаида в направлении суходола и дневной поверхности почва разреза 9—75 могла пройти стадию глееватого подзола аналогично почве разреза 6—75, характеризующуюся очень сильным элювированием вещества в преобладающей части профиля; отметим также, что и мощность их осветленной элювиальной толщи близка (28 и 26 см). В то же время предшествующая стадия развития разреза 7—75 (до формирования в нем органаида), вероятно, была сходна с подзолом с глубоким органаидом (разрез 8—75).

По содержанию в рассматриваемых аллювиальных горизонтах слежавшегося железа можно косвенно судить о степени разрушенности их минеральной массы. Она примерно одинакова во всех профилях пролювиально-аккумулятивного гидроморфного сектора катены. Различия в содержании валового Fe_2O_3 определяются только неслипшимися железами. Так, общее увеличение железа в горизонте Bf разреза 7—75 связано с увеличением содержания как аморфных, так и окристаллизованных форм его, чем и обусловлена яркая железистая окраска горизонта. В горизонте Bh разреза 9—75 неслипшегося железа значительно меньше, а свободных закисей алюминия больше, что наряду с повышенным содержанием гумуса создает в этом горизонте типичную аллювиально-гумусовую морфологию. По содержанию неслипшегося железа горизонт Bf имеет более аккумулятивный характер, чем горизонт Bh, тогда, последний является более «транзитным».

Перейдем к рассмотрению химического состава органаида. Обращает на себя внимание его трехслойное строение по содержанию основных цементирующих компонентов — гигроскопической влаги и гумуса. Верхняя часть органаида заметно обогащена R_2O_3, а средняя сильно обеднена ими; при этом содержание гумуса остается почти одинаковым. Нижняя часть органаида вновь имеет аккумулятивный характер сравнительно с его средней толщей, причем это обнаруживается и в пределах однородного наноса (разрез 7—75, 85—93 см). Максимальное содержание гумуса характерно для нижней части органаида.

По общему содержанию R_2O_3 средняя часть органаида аналогична горизонту Bfgl подзола с глубоким органаидом, залегающему на той же глубине от дневной поверхности; они различаются только содержанием гумуса и аморфного Al_2O_3. Это позволяет предположить, что верхняя часть органаида сформирована главным образом за счет вещества горизонтов Bf подзолов, а нижняя часть является преимущественно гидрогенной.

По-видимому, у такого образования, как органаид, формирующегося при близком залегании почвенно-грунтовых вод и одновременно в зоне активного нисходящего и латерального переноса R_2O_3 к гумуса, выносимых из почвенного профиля и интрадуирующих в его пределах, невозможно выделить части чисто гидрогенного и чисто аллювиального генезиса. Можно говорить только о преобладании в отдельных его частях первого или второго пути аккумуляции.

Попытаемся выявить отличия верхней части ортзандов по химическому составу от лежащих выше валовитальных горизонтов Bf и Bh. В красной зоне ортзанда (разрез 9—75) его верхняя часть по сравнению с горизонтом Bh обогащена валовыми R_2O_3; содержание гумуса аналогичны. Увеличение общего содержания железа обусловлено главным образом его аморфными окислами, а содержание алюминия — как аморфными, так и силикатными формами. В средней цементированной зоне ортзанда (разрез 7—75) его верхняя часть характеризуется уменьшением общего содержания R_2O_3 и одновременно заметным возрастанием количества гумуса по сравнению с горизонтом Bf. Наблюдается снижение количества аморфного и силикатного железа и относительное увеличение его окристаллизованных окислов. Наряду с уменьшением валового Al_2O_3 увеличивается количество аморфного Al_2O_3, что, очевидно, связано с гумусом.

Следует отметить, что верхние части ортзандов в обоих разрезах не только отличаются от лежащих на них валовитальных горизонтов, но и различаются между собой. Это, по-видимому, объясняется различием проходящих ими сейчас стадий. Есть основание предполагать, что верхняя часть ортзанда в разрезе 9—75 более молодая и почва активно растущая, а в разрезе 7—75 более старая и, по-видимому, вступившая в стадию разрушения под влиянием преобладания восстановительных условий. Этим, повидимому, и объясняется ослабление цементации верхней части ортзанда в разрезе 7—75, меньшее содержание в ней валовых R_2O_3 и, в частности, аморфного железа при относительном увеличении его окристаллизованных форм (их вынос осуществляется медленнее).

В то же время при сравнении химического состава аналогичных по глубине зон ортзанда в разных разрезах нельзя забывать и о том, что ортзанд различен по фону исходя из разных профилей почвы и потому исходный химический состав верхней, средней и нижней зон на всем горизонтальном протяжении ортзанда может быть различным.

Средние зоны ортзанда в разрезах 9—75 и 7—75 примерно сходны по содержанию валовых R_2O_3 и гумуса. Обращает на себя внимание полное отсутствие силикатного железа в этой части ортзанда в разрезе 9—75: здесь все железо представлено несиликатными формами, при преобладании аморфных. Полное разрушение железосодержащих минералов породы в этой толще можно объяснить близостью литологического контакта и максимальным выносом железа в предшествующие стадии развития этого профиля. Почти аналогичное минимальное содержание силикатного железа было отмечено выше, в горизонте B2hg1 (фен) глеевато-подзола, также имеющего признаки активного элювирования над литологическим контактом. В целом средняя зона ортзанда в разрезе 9—75 содержит значительно больше несиликатного железа, чем та же зона в разрезе 7—75. По количеству аморфных окислов элювиальная они сходны.

Таблица 33. Содержание основных цементирующих компонентов в иллювиальном горизонте органоза по его горизонтальному простиранию, анализы, % на прокаленную почву

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Литологический состав	Гумус, %	Al_2O_3	Fe_2O_3	
						валовое	в подвижной форме
7—75	Orl3	95—103	С2	3,1	0,95	0,66	0,17
9—75	Orl3	85—100	П2	3,3	1,80	0,52	0,06
8—75	Orl3	95—103	П2	1,3	0,76	0,34	0,20
Фрагмент органоза между разрезами 8—75 и 6—75		100—110	П2	0,8	0,40	0,29	0

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

Горизонт Orl 3 в разрезе 9—75 и выступ органоза в разрезе 8—75 на глубине 95—105 см образованы одним и тем же слоем песка. Поскольку первый представляется более ранним по времени образованием, чем второй, и, по-видимому, активно растущим, их сопоставление выявляет изменение свойств (и процессов) во времени в той зоне органоза, которая находится под преобладающим влиянием гидрогенной аккумуляции. Полученные данные показывают, что по содержанию валовых R_2O_3 они сходны, но горизонт Orl 3 разреза 9—75, как более продвинутая стадия гидрогенной аккумуляции, отличается значительно большим содержанием гумуса и несколько R_2O_3. Конечно это свидетельствует о том, что выступ органоза, по-видимому, еще вполне водопроницаем и в процессе дальнейшего развития (роста вверх и в сторону суходола) будет обогащаться основными цементирующими компонентами.

Можно распространить это сравнение и на фрагмент органоза, сформировавшийся в тех же песчаных слоях между разрезами 8—75 и 6—75. В нем они меньше гумуса и несколько R_2O_3, чем в выступе органоза, т. е. судя по степени аккумуляции основных цементирующих компонентов, этот фрагмент представляет собой новообразование еще более молодое, чем выступ органоза.

Интересно проанализировать химический состав описанных горизонтов под органозом в разрезах 8—75 и 9—75. Они представлены супесчаными слоями (по сумме фракций по гранулометрии). Тот же слой развит и в разрезе 7—75, но он несколько глинистее, а ниже располагается песчаная прослойка. В разрезе

Таблица 34. Содержание основных цементирующих компонентов в подзолисто-дерновом горизонте и некоторых смежных с ним горизонтах и новообразованиях

№ разреза	Горизонт	Глубина, см	Элементарная почвенная единица	Сумма, %	Al_2O_3 аморфных	Fe_2O_3	
						аморфных	окристаллизованных
					% на прокаленную почву		
6—75	D1g1	100—120	C2	0,3	0,43	0,12	0,17
	B3fog1	68—100					
		цементированные пятна	D1	0,4	0,37	0,14	0,08
		псевдофибра	D1	2,2	0,20	0,31	0,14
9—75	D3g	105—115	C3	1,0	0,62	0,27	0,20
8—75	D2g	106—115	C2	1,2	0,64	0,28	0,30
7—75	Or3	95—100	C2	0,3	0,87	0,08	0,17

6—75 всё органика, сущечная прослойка оглеена и находится в сфере сильного влияния почвенно-грунтовых вод.

Полученные данные показывают, что в сущевском слое в ряду разрезов 9—75, 8—75 и 6—75 происходит постепенное уменьшение содержания основных цементирующих компонентов: гумуса и аспиликатных R_2O_3. Но во всем этом ряду их количество остается достаточно высоким. Даже в сущеи разреза 6—75 их почти столько же, сколько в цементированных новообразованиях этого же разреза, в цементированных пятнах и псевдофибре горизонта B3fog1. Это свидетельствует о том, что подзолисто-дерновый горизонт и его продолжение в сторону суходола «полуторонемец» к цементации.

В разрезе 7—75 образование органика протекало таким образом, что сущечный слой оказался цементированным. По сравнению с оглеенной подгруздевой сущею в разрезах 9—75 и 8—75 он значительно обогащен гумусом и аспиликатными R_2O_3 (табл. 34).

По объемно-весовому содержанию веществ в органо-аккумулятивном горизонте органогенных подзолов по сравнению с породой выявляется значительная аккумуляция гумуса и потеря всех окислов. Это же отмечалось для подобных горизонтов всех изученных разрезов катены.

В горизонте AO разреза 8—75 наблюдается значительное обогащение кремнеземом: по-видимому, это связано с отбором образца под куртиной олиготрофных кустарничков и сфагновых мхов, опад которых, как известно, обогащен кремнеземом. Горизонты A2g1 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 6—75 единица объема горизонта A2g1 органогенных подзолов все-таки оказывается аккуму-

Таблица 35. Содержание окислов и гумуса в органогеновом подзоле*. Разрез 8—75

Горизонт	Глубина, см	Объемный вес, г/см³	Гумус	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O
AO	0—5	0,34	1,44	24,85	0,07	0,02	0,005	0,02	0,06	0,02
A2gl	5—20	1,53	0,01	16,22	0,05	0,01	0,014	0,001	0,01	0,04
A2gl/h	20—35	1,40	0,09	14,17	0,32	0,01	0,042	0,01	0,01	0,05
Bh	35—40	1,31	0,23	12,46	0,38	0,11	0,025	0,01	0,10	0,03
Or1	40—60	1,43	0,24	14,40	0,60	0,21	0,031	0,03	0,03	0,08
Or2	60—80	1,50	0,27	15,40	0,25	0,15	0,016	0,001	0,05	0,01
Or3(D1)	80—100	1,59	0,51	18,78	1,40	0,41	0,080	0,09	0,20	0,24
D2g	100—115	1,39	0,16	11,13	1,74	0,42	0,110	0,12	0,15	0,28
D3g	115—170	1,53	0,01	14,97	0,29	0,07	0,020	0,02	0,02	0,09
«Порода»		1,73	0,007	16,91	0,28	0,06	0,017	0,02	0,02	0,08

* Размещение см. табл. 15.

Таблица 36. Содержание окислов и гумуса в органогеновом подзоле*. Разрез 7—75

Горизонт	Глубина, см	Объемный вес, г/см³	Гумус	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O
O2	0—10	0,034	0,20	0,79	0,04	0,01	0,004	0,01	0,007	0,01
A2gl	10—28	1,51	0,00	14,79	0,12	0,02	0,017	0,008	0,02	0,07
A2gl/h	28—33	1,40	0,09	14,20	0,32	0,06	0,029	0,01	0,04	0,07
B1gl	33—43	1,31	0,20	12,23	0,61	0,21	0,023	0,02	0,01	0,07
Or1	43—58	1,41	0,31	15,28	0,45	0,17	0,021	0,01	0,01	0,06
Or2	58—80	1,50	0,29	15,23	0,32	0,11	0,021	0,03	0,03	0,08
	80—95	1,50	0,45	14,72	0,72	0,32	0,050	0,05	0,04	0,15
Or3(D1)	95—103	1,36	0,44	10,85	1,44	0,39	0,105	0,21	0,11	0,24
D2g	103—120	1,53	0,09	13,80	0,81	0,20	0,050	0,04	0,05	0,19
«Порода»		1,73	0,007	16,91	0,26	0,06	0,017	0,02	0,02	0,08

* Размещение см. табл. 15.

ляющих в отношении SiO_2, Al_2O_3 и MgO. Горизонт A2gl в разрезе 7—75 по сравнению с разрезом 8—75 содержит столько же Fe_2O_3, а гумуса — гораздо больше. Эту горизонтальную дифференциацию химического состава горизонта A2gl можно объяснить только характером латеральной миграции и подпертостью восходящей миграции, а в целом — расположением органогенных подзолов в зоне геохимического барьера (табл. 35 и 36).

Иллювиальные горизонты Bh и Bf по сравнению с породой теряют кремнезем и аккумулятивны по отношению к R_2O_3 и TiO_2,

причем аккумуляция R_2O_3 в разрезе 7 -75 значительно превышает аккумуляцию их в разрезе 9—75. Горизонт Bh разреза 9—75 оказывается богаче горизонта Bf по объемно-весовому содержанию CaO и K_2O. По сравнению с горизонтом Bf разреза 8—75 оба горизонта сопровождаются повышенной концентрацией гумуса и значительным обеднением горизонта Bh полуторными окислами.

Горизонты Ort1 отличаются от породы потерей кремнезема и значительной аккумуляцией R_2O_3, TiO_2 и гумуса. Количественное различие горизонтов Ort 2 не столь велико. В них наблюдается потеря кремнезема, аккумуляция Fe_2O_3 и, конечно, накопление гумуса. По концентрации Al_2O_3 горизонт Ort 2 в разрезе 9—75 ближе к породе, а в разрезе 7—75 элювиия 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 органала, сформированные в однородной толще, различаются значительно. При этом верхняя часть, испытывающая, как можно полагать, преимущественное влияние плювиальной (нисходящей и латеральной) аккумуляции, отличается гораздо большими концентрациями R_2O_3, чем средняя часть.

Нижняя часть органала (горизонты Ort 3) в единице объема содержит максимальные количества всех окислов (за исключением SiO_2) и гумуса. Это объясняется как ее несколько более богатым химико-минералогическим составом (другой литологический слой), так и особенностями аккумулятивного процесса. Эта толща вращает основные запасы гидрогенно осаждающихся R_2O_3 и гумуса. Этот процесс совершается с начала зарождения органала и, можно думать, продолжается и в настоящее время, когда верхняя и средняя части органала уже, по-видимому, отключены от влияния почвенно-грунтовых вод.

Таким образом, в нижней части органала гидрогенная аккумуляция R_2O_3 и гумуса протекает как наиболее длительный во времени процесс. Кроме того, на более ранних стадиях формирования органала, когда он был еще глубоким и маломощным, его развитие происходило в сфере взаимодействия веществ, осаждающихся как из грунтовых, так и из почвенных растворов, притекающих сверху. Таким образом, на этой стадии развития нижняя часть органала получала, кроме гидрогенных, и определенное количество коллоидированных из почвенного профиля полуторных окислов и гумуса.

Распределение величин объемного веса по профилю органалового подзола в общем такое же, как и во всех предыдущих разрезах: оно увеличивается с глубиной. При этом наблюдается некоторое уплотнение горизонта A2g1 по сравнению с горизонтом Bh или Bf. В толще органала наибольший объемный вес характерен для средней и нижней частей (1,39 г/см³); верхняя часть всегда характеризуется меньшей его величиной, независимо от степени цементации.

Объемный вес оргзандра 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 катене, особенно в случае развития на суглинистых отложениях (Зайдельман, 1974).

Оргзандровые подзолы можно рассматривать как третью стадию дебазирования подзолов изучаемой катены. По сравнению с предыдущей стадией следующее:

— ослабление ЭПП элювирования из подзолистого горизонта и профиля в целом; первое связано с подчиненностью нисходящего тока веществ оргзандру и с усилением латеральной аккумуляции, второе — с усилением гидратной и латеральной аккумуляции;

— резкое увеличение роли гумусовых веществ в процессах элювирования — палювирования, формирование хорошо выраженных палювиальных гумусовых горизонтов Bh и A2gl1h;

— дальнейшее развитие ЭПП гидратной, латеральной и палювиальной аккумуляции R_2O_3 и гумуса; формирование мощного оргзандра в зоне геохимического барьера; «сжатие» горизонтов A2 и B1 за счет роста оргзандра вверх и развитие элювиальных явлений по фону подзолистого горизонта;

— отрыв верхней толщи профиля от влияния почвенно-грунтовых вод; не исключено их затекание сбоку от бортов по поверхности оргзандра, но не снизу; позиция «действующих» частей профиля различается в условиях поверхностного переувлажнения и преобладающего восстановительного режима, создаваемого пластом оргзандра;

— в связи с этим резкое усиление глеевых явлений в подоргзандровой толще;

— появление ЭПП торфонакопления, что маркируется не только слабой разложенностью подстилок, но и активным развитием в напочвенном покрове сфагновых мхов и олиготрофных кустарничков.

Подзолы торфянистые с мягким оргзандром

Эти почвы развиваются в гидроморфном секторе супераквальной части катены при преобладании восстановительных условий и стоянии уровня болотных вод вблизи поверхности (на глубине 40—60 см). Изучение этого сектора катены показало, что он элювиален в отношении основных элементов — R_2O_3 и гумусовых веществ — и аккумулятивен в отношении полуразложившихся растительных остатков. Более точное название его «гидроморфный торфяно-элювиальный». Он приурочен к красной суходольной части верхового сосново-кустарничково-сфагнового ряма. Здесь был описан ряд почвенных разрезов по направлению от границы ряма к его центральной части. Детальному аналитическому изучению был подверг-

ют только один разрез (11—75), составляющий нижнюю почву изучаемой катены.

Разрез 11—75. Верховое осоково-кустарничково-сфагновое болото, в 1,5 м от его границы. В напочвенном покрове подушки сфагнума мощностью до 25 см, осока шаровидная, брусника, черника, багульник, голубика, клюква. Сохранились отдельные куртины зеленых мхов и кладоний.

О1 0—10 см. Перегнойный, преимущественно осоково-древесный, плотный, ржавый, по центрам степок под сфагновым покровом мощность возрастает до 25 см, по нижней границе влага гари. Переход резкий.

А2g 10—40 см. Песок грязно-серовато-белый, сырой, рыхлый. Переход очень неровный, в основном хорошо выраженными гапками и разводами вышележащего горизонта.

[1]Sh:Otg 43—59 см. Песок сизовато-желто-коричневый с отдельными (1—5 см) черными неправильными фрагментами органики и зеленой неровной поверхностью, очень насыщенными плюк длительно-мерзлой, при оттаивании сырой, почти мокрый. Переход из-за бугристой поверхности слияния неровный.

[1]Or12 59—85 см. Очень много первого «плюка» органики из более вышележащей массы — темно-коричневого цвета, длительно-мерзлый, при оттаивании весь становится мокрым и исключительно пропитанным, «плюки» — средней величины. Переход резкий.

[1]Or3(B1) 85—105 см. Темно-коричнево-ржавый, опесчаненный (слоистый), суглинистый, довольно однородного сложения, плюки нет, длительно мерзлый, цементация ослабевает. Переход резкий, неровный.

[1]Or4(B1) 95—105 см. Темно-рыжато-коричневый, тонкослоевидный, почти неуплотненный, супесчаный, цементация очень слабая, длительно-мерзлый.

[2]2g 105—150 см. Песок ярко-желтый с редкими линзами, тонкий, неуплотненный.

Эта почва сформирована на литологически трехчленной толще (табл. 37, см. рис. 6).

Сопоставление морфологии профиля и ландшафтных условий отчетливо показывает их несоответствие: в настоящее время почва заболоченного дрен. — органогенный подзол — располагается в ландшафте уже сформировавшемся на этом участке верхового ряма. Заложение болотных вод вблизи поверхности, характер напочвенного покрова и начавшееся торфонакопление свидетельствуют о трансформации ранее сформированного органогенного подзола в торфянистый глеезем (болотную верховую торфянисто-глеевую почву).

Верхний органогенный горизонт (О1) имеет торфянистый характер. Подзолистый горизонт постоянно отмечен, но находится в условиях хорошего оттока вещества по поверхности органики в сторону болота в периоды понижения уровня болотных вод. В связи с этим мощность горизонта А2g по сравнению с предыдущими разрезами заметно увеличивается. Это происходит за счет лежащего ниже горизонта Bh. Таким образом, здесь осуществляется процесс, обратный тому, который происходил в лесных органогенных подзолах (разрезы 8—75 и 7—75); в них, как было показано, гумусно-иллювиальная аккумуляция развивалась по фону горизонта А2, формировался горизонт A2gIIh и в целом граница иллювирования поднималась и сжималась терасник А2.

Таблица 37. Механический состав торфянистого подзола с мягким органогелем*. Ж. Разрез 11—75

Горизонт	Глубина, см	Потери при прокаливании, %	Размер частиц, мм						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,005	<0,01
A2g	14—18	0,16	30	63	4	1	0	2	3
BhOrtg	43—58	0,31	39	52	3	1	0	5	6
Ort2	55—65, фон	0,17	29	60	4	1	1	5	7
	58—65, органогель	1,56	32	58	6	2	2	4	7
Ort 3(D1)	83—85	3,40	6	42	40	1	6	7	14
Ort4(D1)	95—105	3,10	6	38	42	1	4	10	15
D2g	105—120	0,47	27	68	31	0	1	5	6

* Анализы С. И. Хомякова.

В условиях болота вновь происходит опускание нижней границы горизонта A2 за счет старения органогенного горизонта A2g(h) и, по-видимому, частично также горизонтов B1 и B1, которые сравнительно легко «растворяются» в условиях кислотного отделения. Нижняя граница горизонта A2g практически доходит до цементированной поверхности органогена; его разрушение происходит значительно медленнее, что и затрудняет дальнейшее опускание нижней границы горизонта A2g.

Наличие горизонта BhOrtg в его морфологическом облике отчетливо подчеркивает правомерность высказанных выше соображений. Горизонт Bh уже нельзя считать как элювиальный. В процессе его растворения он перемешивается с разжижающейся верхней частью органогена, и наиболее цементированные фрагменты последнего оказываются включенными в общую темно-коричневую массу горизонта Bh. Частично размытой в этом профиле является и средняя часть органогена (Ort 2). Следует подчеркнуть, что все эти трансформации верхней части профиля происходят благодаря влиянию поверхностных вод — атмосферных (в том числе латеральных) и затекающих сюда, также поверхностным путем, болотных вод.

Судя по морфологии минерального профиля торфянистого подзола, его нижняя часть (горизонты Ort 3 и Ort 4), по-видимому, также подвергается разрушению под влиянием почвенно-грунтовых вод (однако более слабому цементации), но их влияние не столь активно, как поверхностных вод. Таким образом, морфология свидетельствует о том, что в новых экологических условиях профиль органогенного подзола подвергается активной

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

№ разреза	Расстояние от границы болота в км	Ot	A0g0h	Торфяно-глеевый горизонт		Отношение элементов, %		Общая мощность органогенного горизонта, см	Глубина основания границы органогенного горизонта, см
		мощность, см		мощность	глубина верхней границы от поверхности почвы	зольность	содержание SiO_2		
11—65	1,5	10—25	35	13	35	37	58	50	85
12—66	4	26	30	15	30	50	49	60	90
12—75	6	55	42	35	42	?	?	?	?
13—65	9	34	31	65	34	Отсутствует		65	98
14—65	15	45	23	65	32	То же		65	97
15—65	20	45	50	?	48	»		?	?
37—65	В центре сфагнового болота	86	10	62	10	»		62	72

трансформации. Элювиально-глеевый процесс начинает разрушать генетические горизонты, образовавшиеся в предшествующую стадию развития органогенного подзола.

Для выяснения вопроса, как происходит дальнейшая трансформация органогенного подзола в условиях развивающегося болотного ландшафта, какова сохранность его профиля во времени и какие признаки сохраняются наиболее долго, были взяты генетические горизонты и отмечено их положение в погребенных под торфом подзолах в разных частях суходольной зоны торфяника I. 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 интерпретируется однозначно, так как нарастание торфа происходит неравномерно на разных участках болота, и его большая мощность часто не означает больший возраст залежи и большую длительность погребения подзола под торфом.

Результаты этих измерений отражены в табл. 38, для сравнения в ней приведены также данные измерений погребенного подзола в торфянике 3, радиоуглеродная датировка возраста которого болота — 6700±100 лет (ИГАН-137).

Полученные данные показывают, что по мере развития болота и нарастания торфяной залежи мощность элювиально-глеевого горизонта A2g остается большой, возможно, даже несколько увеличивается на тех участках, где верхняя часть органо

хотя подвергается разрушению (разрезы 12—75 и 15—65). Одновременно происходит все большее замазывание белесого фона горизонта коричневато-серо-бурыми илювиальными гумусом, фильтрующимся из торфяной залежи. По сути дела, горизонт A2g превращается в горизонт Ch нового генетического профиля торфяного олеотема. Со временем за счет этого происходит постепенное сокращение горизонта A2g. Наряду с этим наблюдается все более глубокое размягчение органики; 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 размягченного органика по всем протяжениям изученного 20-метрового участка; оно примерно совпадает с положением этих границ в цементированной части органика (разрезы 9—75 и 7—75). Верхняя граница — 30—49 см, нижняя — 80—90 см. Это означает, что заболачивание на этом участке по ряду основных условий: глубине залегания почвенно-грунтовых вод, соотношению восходящей, латеральной и гидрогенной аккумуляции — протекало почти так же, как сейчас на изучаемой котловине, представляющей лишь отрезок общего очень пологого склона 1 террасы к торфянику 1.

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

— на окраинах болот торф нарастает 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 мысли, что заторфовывание рассматриваемого суходольного отрезка торфяника 1, представляющего собой одновременно участок, примыкающий к крайнему плесу изучаемой котловины, произошло позже чем 1500 лет назад. Такой же расчет для разреза 11—75 позволяет предполагать, что его заторфовывание началось позже чем 750 лет назад. Сам процесс заболачивания, связанный с подъемом уровня почвенно-грунтовых вод, начался на этом участке, конечно, гораздо раньше. Заторфовывание — это уже последняя стадия заболачивания.

Возвращаясь к табл. 38, следует отметить, что по изученному участку максимальная мощность органика составляла 69 см, а максимальная приближенность его к поверхности — 30 см. В разрезах 9—75 и 7—75 первый показатель равен 60 см, второй — 33 см. Ранее на этом же участке в условиях заболоченного леса нами был описан органик мощностью 92 см, с положе-

ниям верхней и нижней границ (от минеральной поверхности) соответственно на глубине 27 и 119 см (Карпинская, 1975). Очевидно, что положение нижней границы определяется глубиной залегания почвенно-грунтовых вод. Более близкое залегание к поверхности верхней границы органогена на многих подзолах Сихотэ-Алинского ареала косвенно указывает на возможность его роста вверх в изучаемой хронике. К такому выводу мы и пришли, основываясь на морфолого-химических данных этих разрезов.

Таким образом, выявлено, что при погребении подзолов под слоем торфа морфология подзолистого и органогенного горизонтов значительно изменяется, 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 более сохраняется и через несколько тысяч лет после заторфовывания. Примером может служить погребенный подзол разреза 37—66, возраст которого, как уже указывалось, равен 6700±100 лет, т. е. является атлантическим. Следовательно, в тот период в средней тайге Западной Сибири на легких породах в болотных грунтовых водах шло почти то же Al—Fe-гумусовое подзолообразование, что и в настоящее время. Отметим, что литературные данные подтверждают хорошую сохранность подзолов, погребенных под торфом и минеральном субстрате болот. В Финляндии описан такой фоссильный подзол под торфяной залежью мощностью 60 см, нижний слой торфа датировали 2400±140 лет (Jauhiainen, 1972). Подобные же данные имеются для Великобритании и Канады, но, к сожалению, эти объекты датировок не имеют.

Можно предполагать, что наиболее активная трансформация профиля подзола под торфом происходит на начальной стадии погребения, когда он еще находится в пределах активного горизонта болота (60—80 см). В дальнейшем профиль подзола по мере нарастания торфа постепенно литифицируется в инертный горизонт болота, где, по-видимому, он и консервируется, так как оказывается в условиях крайне затрудненного водо- и теплообмена. Органогенный горизонт выключается из сферы трансформации раньше, чем горизонт А2, поэтому последний всегда более трансформирован. Можно предполагать, что хорошая и длительная сохранность некоторых погребенных почв (с четкой элювиально-иллювиальной или иной дифференциацией профиля) в ландшафтах кустарничковых болот открывает возможность для многих обоснованных реконструкций почвенного покрова отдельных периодов послеледникового времени. Датировка таких объектов позволит представить четкую хронологическую последовательность в эволюционных преобразованиях почвенного покрова на протяжении голоцена.

Вернемся к рассмотрению аналитических данных разреза 11—75. Максимум кислотности в верхней однородной толще приурочен к надорганогеновому и органогеновому (Or12) горизонтам, и он не

превышает его максимума в аналогичных горизонтах разрезов 9—75 и 7—75. Значительное содержание гумуса заметно повышает емкость поглощения этих горизонтов. Горизонт A2g пропитан небольшим количеством фульватного гумуса, а состав гумуса в горизонте O1 резко сдвинут в сторону преобладания гуминовых кислот, что характерно для торфянокотлованов. 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 силикатных форм. Такая инертность горизонта A2g в условиях болота связана с сильной раздробленностью его минеральной массы. Но следует напомнить, что в этот горизонт, очевидно, был включен и горизонт A2g(h), его химических признаков не осталось.

Выявляется очень сильная трансформация химического состава иллювиально-гумусового и верхнего органогенного горизонтов. Сравнение горизонта BhOrtg с горизонтом Bfg разреза 7—75 показывает, что первый значительно обеднен общими R_2O_3 и обогащен SiO_2. Разница между ними по содержанию разных форм R_2O_3 свидетельствует, что общая потеря железа горизонтом BhOrtg (—1,36%) почти целиком определяется потерей его несиликатных форм (—1,04%); потеря Al_2O_3 лишь на 20% связана с потерей аморфного таниземa. Таким образом, горизонт BhOrtg является элювиальным сравнительно с аналогичным горизонтом разреза 7—75, сформировавшегося еще в условиях заболоченного леса. Вместе с тем в BhOrtg продолжают вноситься гумусовые вещества.

Горизонт Ort 2 разреза 11—75 также значительно обеднен R_2O_3 по сравнению с горизонтом Ort 2 разреза 7—75 и обогащен гумусом; три этих «этажа» органогена почти сходны по содержанию R_2O_3 с фоном горизонта Ort 2 разреза 7—75 и также богаче гумусом, чем последний. Горизонт Ort 3 очень близок по количеству R_2O_3 и их формам к аналогичному горизонту разреза 7—75, что подтверждает и их морфологическое сходство. Только в самой нижней части органогена в разрезе 11—75 обнаруживается небольшая потеря R_2O_3 и гумуса (табл. 38, 40 и 41).

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

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

— господство постоянно-мягких глеевых условий во всей почвенной толще;

— дальнейшее развитие ЭГП торфонакопления;

— резкое усиление ЭПП глеевого элювиирования R_2O_3 практически во всей почвенной толще; в связи с этим увеличение мощности отбеленного горизонта, «растворение» горизонта A2g(h) и частично иллювиального надортзандового горизонта

Таблица 39. Свойства торфянистого подзола с мягким ортзэлхозом *. Разрез 61—75

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	Поглощенные катионы, мг-экв на 100 г почвы				Al_2O_3 / Fe_2O_3			Fe_2O_3, %			Al_2O_3	Fe_2O_3	Fe_2O_3	
		водный	солевой		Ca^{++}	Mg^{++}	H^+	Сумма	до Тамму		Тамму по Дьяконову	вытяжка по Тамму			двухполу.		валовое	
									% от прокаленной почвы			% от валового содержания						
O1	0—10	4,6	3,9	—	11,3	3,1	20,0	44,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A2g	30—45	5,6	3,7	0,2	0,4	0,2	0,1	0,7	0,02	0,01	0,02	0,01	0,10	0,12	2	8	2	84
B1Orlg	45—58	4,7	3,4	1,4	0,2	0,3	3,7	4,1	0,06	0,03	0,05	0,03	0,17	0,26	3	13	23	76
Or2	58—85 (фрот)	4,6	3,4	2,5	0,3	0,3	7,6	8,2	0,20	0,13	0,38	0,20	0,60	0,85	25	30	61	0
	58—85 (ошлак)	4,8	3,5	3,3	0,2	0,4	8,4	9,0	0,48	0,37	0,74	0,17	0,10	0,84	27	35	20	12
Or3(D1)	85—95	5,0	3,9	4,9	0,2	0,2	9,7	10,1	0,63	0,79	1,28	0,49	2,09	3,27	7	23	15	62
Or4(D1)	95—105	5,0	4,3	3,5	0,1	0,2	7,3	7,6	0,61	2,47	0,85	0,73	2,15	2,88	6	16	10	71
D2g	105—120	5,4	4,3	3,8	0,1	0,1	1,7	1,9	0,18	0,16	0,73	0,17	0,87	1,20	4	13	14	73

* Анализы Т. Н. Виленской.

(Rh или Bf), 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; в то же время гумусовые соединения, вероятно, продолжают пленочно-пропитывать и размягчающуюся толщу ортзанда.

Таким образом, четвертая стадия заболачивания означает смену почвообразования, начало его нового направления — органогенно-глеевого. Профиль подзола с характерной для него элювиально-иллювиальной дифференциацией неподвижных 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 нарастание торфа, тем меньшей трансформации подвергается профиль подзола. При достижении торфяной залежью определенной мощности (небольшой — 60—80 см) процесс стирания почти прекращается, так как профиль подзола оказывается в инертном горизонте болота.

Таким образом, четвертая стадия завершает процесс заболачивания суходольного Al—Fe-гумусового подзола и одновременно представляет собой первую стадию нового почвообразования — органогенно-глеевого, которое достаточно быстро во времени сменяется другим почвообразованием - чисто органогенным.

РАЗВИТИЕ КАТЕНЫ И ГЕНЕЗИС ОРТЗАНДА

Данные, характеризующие свойства основных профилей катены, показывают, что современное состояние этого геохимического сопряжения почв очень динамично. Активно развивающейся и неустойчивой является супераквальная часть катены. 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 проявлении основных процессов, дифференцирующих катену: Al—Fe-гумусового оподзоливания и пленочного оглеения, гидрогенного выноса (элювиально-глеевого грунтового) и аккумуляции, элювиально-глеевого (поверхностного) выноса и аккумуляции, латерального элювиирования оглеения (рис. 7—11).

Трансэлювиально-гидроморфный супераквальный сектор (глееватый подзол) отличается наиболее сильной выраженностью элювиальной составляющей совокупности этих процессов. В этом секторе подзолистый горизонт углубляется, иллювиальная аккумуляция в горизонтах В уменьшается. Иллювиальная толща четко подразделяется на три зоны: верхнюю, непо-

Таблица 42. Валовой состав торфянистого подзола с выжима оргвалом, % на прокаленную сипу*. Разрез 11—75

Горизонт	Глубина, см	Потери при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Сумма
O1	0—10	10,00	92,56	3,68	1,27	0,07	1,44	0,68	1,49	100,85
A2g	10—35	6,35	97,43	1,03	0,13	0,14	0,07	0,05	0,53	99,37
B1ox1g	35—38	2,80	96,73	1,80	0,25	0,16	0,13	0,07	0,05	99,89
Cr2	50—85 (фон)	7,19	97,26	1,08	0,73	0,13	0,19	0,06	0,40	99,36
	50—85 (выжим)	7,56	97,14	1,29	0,84	0,15	0,08	0,12	0,41	101,01
C13(D1)	85—95	9,04	83,79	9,36	3,87	0,73	1,85	0,16	1,89	100,09
Cr4(D1)	95—105	7,62	84,19	9,46	3,06	0,75	0,98	0,04	1,74	100,03
D3k	105—125	2,51	92,49	4,31	1,39	0,31	0,50	0,24	1,51	100,47

* Аналитик Т. А. Волкова.

типичную надвигание подзолистого горизонта сверху и одновременно накопление снизу горизонтом B2, находящимся под влиянием глеевого гидрогенного (и надконтактного) элювирования; предполагается, в настоящее время испытывающую элювиально-глеевый вынос вещества вод элювием как почвенно-грунтовых вод, так и близлежащего литологического контакта; нижележащие, имеющие признаки очень слабой аккумуляции, по-видимому, сменяющей гидрогенно-иллювиальной.

Таким образом, в этом секторе углубление и расширение (в сторону суходола) элювиальной зоны и одновременно влияние почвенно-грунтовых вод вызывают общее уменьшение иллювиальной аккумуляции, сдвигание ее в более глубокие горизонты. Вместе с тем горизонты иллювиальной и иллювиально-гидрогенной аккумуляции еще разбиты, их разделяет горизонт элювиально-глеевого выноса веществ.

Весьма значительные количества химических веществ, в том числе R_2O_3 и гумуса, выносимые из этой толщи, позволяют считать трансэлювиально-гидроморфный сектор катены основным поставщиком химических веществ, поступающих в почвенно-грунтовые воды и в латеральный поток. Маркерами выраженности разного рода процессов выноса и аккумуляции являются неилювиальное железо, алюминий и гумус (рис. 7—8). В толще трансэлювиально-гидроморфного сектора катены элементы аккумуляции этих соединений не наблюдается. Это в полной мере относится и к гумусовым веществам. Верхний иллювиальный горизонт еще выделяется повышенным содержанием неилювиального железа, но уже лишен подвижного алюмозема, который сохранил максимум только в конкрециях. Нижняя часть

Таблица 41. Состав гумуса подзола торфянистого с малым органом*. Разрез 11—75

Горизонт	Глубина, см	C, %		Гуминовые кислоты			Фульвокислоты			Остаток	Сгк:Сфк
		к почве	в вытяжке $Na_4P_2O_7$ + NaOH	в вытяжке $Na_4P_2O_7$ + NaOH	свободные и связанные с R_2O_3 (фр. 1)	связанные с Ca (фр. 2)	в вытяжке $Na_4P_2O_7$ + NaOH	подвижные 0,1 н. H_2SO_4 (фр. 3а)	по разности между 0,1 н. NaOH и 0,1 н. H_2SO_4 (фр. 3б)		
A_2g	10—45	0,12	$\frac{0,87**}{85,3}$	$\frac{0,045}{37,5}$	$\frac{0,043}{37,5}$	0	$\frac{0,025}{20,8}$	$\frac{0,000}{0,0}$	$\frac{0,014}{3,7}$	41,7	1,8
B_2Ot_1g	45—58	0,32	$\frac{0,76}{92,7}$	$\frac{0,25}{30,5}$	$\frac{0,25}{32,1}$	0	$\frac{0,51}{62,2}$	$\frac{0,12}{14,8}$	$\frac{0,32}{39,1}$	7,3	0,49
O_1t2	58—65 (фон)	1,43	$\frac{1,38}{90,4}$	$\frac{0,25}{17,1}$	$\frac{0,24}{23,3}$	0	$\frac{1,07}{75,0}$	$\frac{0,15}{23,5}$	$\frac{0,62}{32,5}$	9,6	0,23
	58—65 (ольхов.)	3,06	$\frac{2,00}{87,1}$	$\frac{0,22}{10,7}$	$\frac{0,22}{15,5}$	0	$\frac{1,78}{88,4}$	$\frac{1,10}{55,3}$	$\frac{0,40}{17,5}$	5,9	0,12
O_1t1	65—95	2,70	$\frac{2,09}{73,8}$	$\frac{0,14}{5,3}$	$\frac{0,14}{9,3}$	0	$\frac{1,82}{89,8}$	$\frac{1,02}{58,1}$	$\frac{0,16}{5,7}$	28,2	0,07
O_1t4	95—105	4,53	$\frac{1,31}{85,3}$	$\frac{0,07}{4,5}$	$\frac{0,09}{5,8}$	0	$\frac{1,24}{81,1}$	$\frac{1,11}{72,3}$	$\frac{0,08}{5,3}$	14,4	0,06

* Элементы С. Н. Сушеева.

** В числителе — процент к общему углероду почвы, в знаменателе — процент к углероду С.

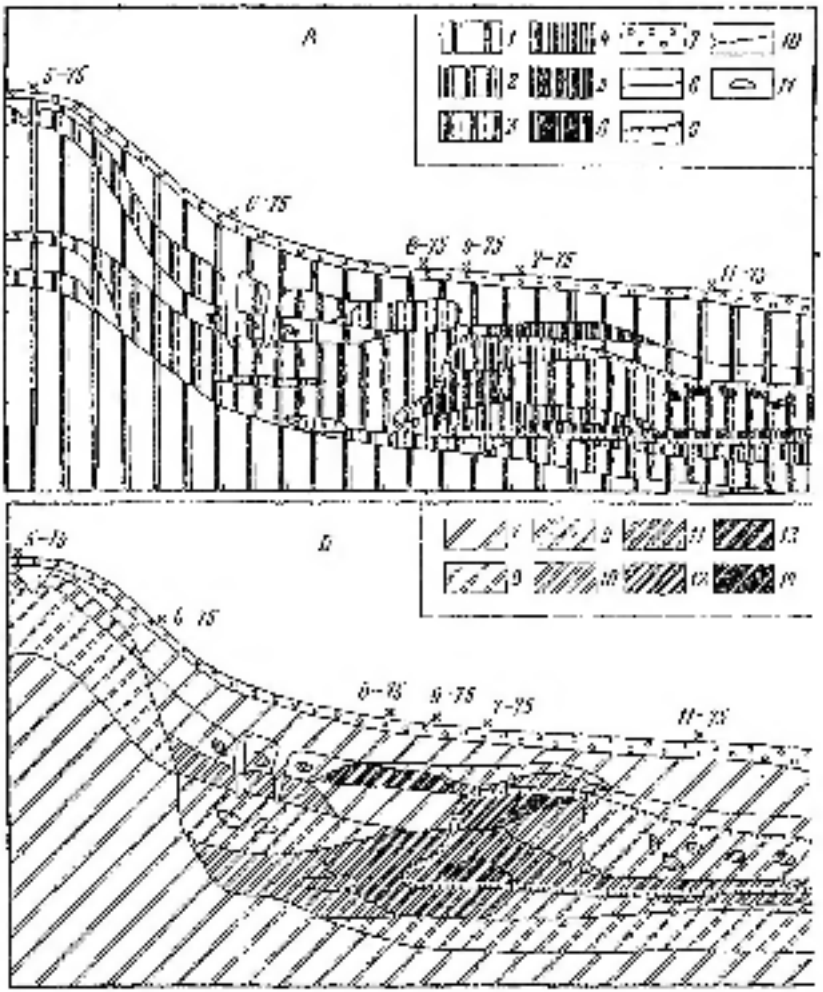


Рис. 7. Распределение R_2O_3 по Тагану, %

А — Fe_2O_3; *1* — <0,1; *2* — 0,1—0,25; *3* — 0,25—0,50; *4* — 0,50—0,75; *5* — 0,75—1,00; *6* — >1,00; *7* — органо-аккумулятивный горизонт; *8* — граница генетических горизонтов; *9* — граница зрелых пелитоморфных; *10* — граница оглеенных иллитовых; *11* — вскрытие. *Б* — Al_2O_3; *1* — <0,1; *2* — 0,1—0,2; *3* — 0,2—0,4; *4* — 0,4—0,6; *11* — 0,6—0,8; *12* — 0,8—1,0; *13* — 1,0—1,2; *14* — >1,2; *15* — 1-15, 2-15... — разрезы

почвенной толщи содержит незначительно больше только аморфных R_2O_3, а окристаллизованного несиликатного железа вдвое столько же, сколько и в породе.

Трансаккумулятивно-гидроморфный сектор катены характеризуется наиболее контрастным окислительно-восстановительным режимом на всем протяжении катены. Поэтому в нем активно протекает взаимоосаждение веществ на разных гру-

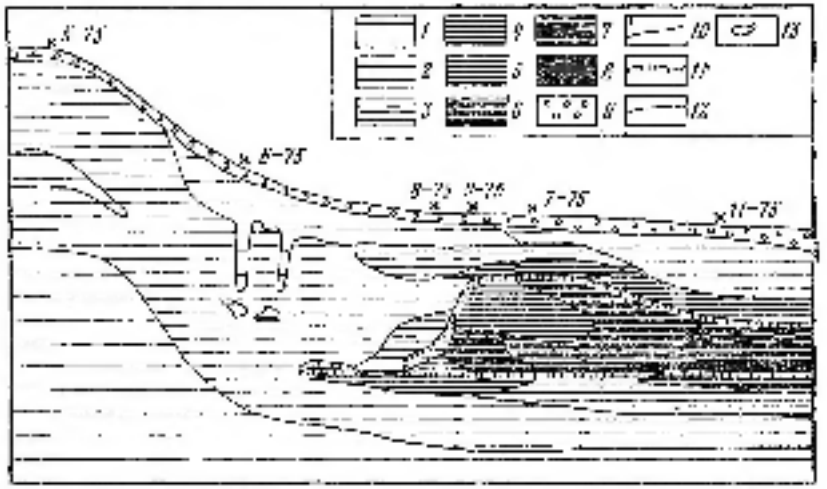


Рис. 8. Распределение гумуса в хлорите Саткинско, %

1 — <0,1; 2 — 0,1—0,2; 3 — 0,2—1,0; 4 — 1,0—1,2; 5 — 1,5—2,0; 6 — 2,0—3,0; 7 — 3,0—4,0; 8—<5,0; 9 — продуктивно-коллекторский горизонт; 10 — границы литологических горизонтов; 11 — глубина продуктивного; 12 — граница органогена кишки; 13 — конденсат. 6—75... — разрезы

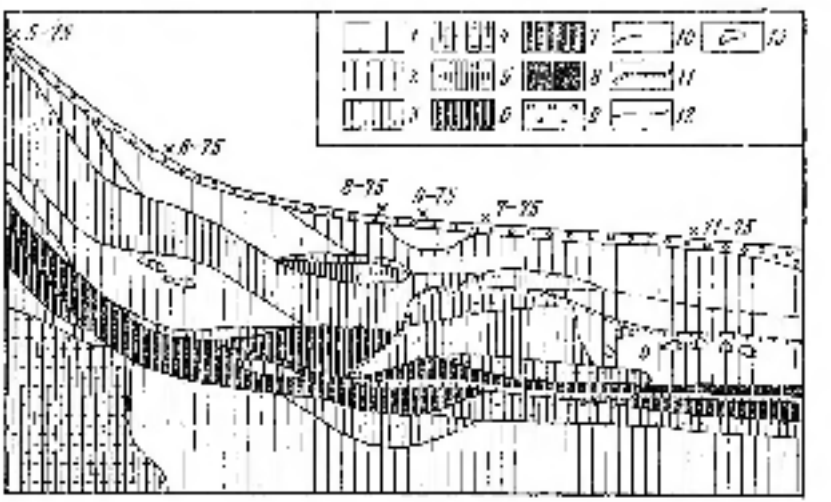


Рис. 9. Распределение валового Fe_2O_3 в хлорите Саткинско, %

1 — <0,2; 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 — 5,0—6,0; 10 — >6,0; 11 — граница продуктивного; 12 — граница органогена кишки; 13 — конденсат. 6—75... — разрезы

растворов 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 плоский подсов с глубоким элювиальным органидом.

В вертикальной дифференциации почвенной толщи на элювиальные и аккумулятивные зоны в этом секторе мало общего с трансэлювиально-гидроморфных. Верхняя элювиальная зона сменяется элювиально-аккумулятивной, затем элювиально-глеевой и подстилающей ее зоной аккумулятивной (элювиально-гидрогенной). Но химический состав этих зон уже качественно иной, изменяется и их мощность. Подзолистый горизонт становится менее мощным. Он сменяется верхним элювиальным горизонтом, который по увеличению концентрации аморфных R_2O_3 явно не соответствует сократившейся мощности подзолистого горизонта и, очевидно, является результатом совмещения латеральной и нисходящей аккумуляции.

Следующая по глубине зона элювиально-глеевого (и двучленного) вывода здесь приближена к поверхности в связи с более высоким расположением литологического контакта, уровня почвенно-грунтовых вод и наличием относительного водоупора в виде маломощного органида. Эта зона выделяется по обедненности аморфным глиноземом и гумусом.

Нижняя зона элювиально-гидрогенной аккумуляции выражена отчетливо и по мощности, и по концентрации основных мигрирующих компонентов. Она характеризуется аккумуляцией аморфного глинозема и гумуса по всей толще; содержание аморфного железа повышается лишь в самой нижней ее части, задерживаясь на выступе органида и примыкающей к нему подорганидной горизонт. Таким образом, горизонты аккумуляции Fe и Al разобщены по глубине: первый лежит ниже второго.

Следует подчеркнуть, что меняется не только мощность и химический состав, но и сложение нижней аккумулятивной зоны: она частично цементирована и представляет собой выступ органида. Распределение аморфного Al_2O_3 и гумуса обычно выступа, а также дополнительная концентрация гумуса и цементации Fe_2O_3 во фрагменте органида, расположенного на границе рассматриваемого и предыдущего секторов, позволяют представить с достаточной основанием контуры будущей цементированной зоны органида на этом участке: выступ выдвинется еще больше в направлении сухопутной части и захватит фрагмент органида (таким образом, он удлинится примерно на 1,5 м); одновременно выступ увеличится в высоту и распространится до нижней границы горизонта B(g)l, являющейся литологическим контактом (таким образом, рост в высоту составит 16 см). По сути дела, на этом этапе уже образуется горизонт Orf2, который подключится к соответствующему горизонту основного органидового тела. Окружение выступа по химическому составу уже подготовлено для подобной трансформации.

Таким образом, эта часть трансаккумулятивного сектора катены позволяет получить представление о механизме роста оргзанца. Первоначально создается его самый нижний и массивный цементированный слой, по-видимому, он преимущественно гидратный. Благодаря наличию подобного относительного водоупора для нисходящей и латеральной миграции веществ его верхняя и боковая поверхности становятся местом осаждения основных мигрирующих компонентов нисходящего и латерального почвенного стока. Они вместе с гидратами осаждающихся веществами «строят» следующую, средюю часть оргзанца. Можно думать, что верхняя часть его достраивается уже преимущественно за счет верхнего пятнистого горизонта подзолов и веществ латерального потока, передвигающегося по верхней границе далювиальной толщи (так как оргзанц становится опутывным водоупором). Распределение здесь неспликатного окристаллизованного железа как бы очерчивает верхнюю часть будущего контура оргзанца, положение, которое он займет в катене.

Оргзанц образует выступ на боковой, обращенной к сухоложу грани, потому что именно здесь благодаря определенному уровню почвенно-грунтовых вод и положению тела оргзанца создается окислительный барьер, где контактируют и осаждаются вещества нисходящего, латерального и восходящего гидрогенного потока. Далее, по мере цементации и снижения водопроницаемости выступа, окислительный барьер создается и над его поверхностью, что и способствует росту выступа вверх.

Следует подчеркнуть, что наращивание выступа в горизонтальном направлении происходит внутри наиболее грубого для данной толщи песчаного литологического навоса, что отмечалось также другими исследователями и связывалось с созданием в песчаном субстрате наиболее благоприятных условий капиллярности, способствующих выделению веществ по раствора, а также с облегчением аэрации и проникновения кислорода в более крупнозернистый слой (Филатов, 1922; Аринушкина, 1939; Тонн, 1950; McKeague et al., 1968, Moore, 1976). Если легкая по механическому составу супесчано-песчаная толща склона и в зоне образования оргзанца есть возможность «выбора», то на начальном этапе формирования оргзанц захватывает более грубый пласт, что определяется расположением в глубоком плане окислительного барьера. Если такой возможности нет, то первичная цементация закладывается в более дисперсном, суглинистом слое. Это подтверждает и изученный оргзанц, в котором нижний слой супесчаный (разрезы 7—75 и 11—75); такие же случаи были описаны в литературе (Зайдельман, Нарохова, 1974; Никитин, Федоров, 1977). При дальнейшем росте оргзанца вверх степень дисперсности захватываемой им толщи уже не играет роли, так как над его поверхностью и у боковой сухоложной грани располагается окислительный барьер.

Само по себе наличие выступа в изученном оргзанце, расло-

ложение вёшан него цементированного фрагмента и повышения концентрации основных цементирующих компонентов свидетельствуют о том, что органоид находится в состоянии роста по направлению к субстрату.

Вторая горизонтальная часть трансаккумулятивного гидроморфного 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, гидратной и латеральной аккумуляции в ее нижней части привели к слиянию соответствующих аккумулятивных вертикальных зон профиля в единую толщу — цементированное тело органоида. При этом была поглощена зона элювиально-глеевого элювирования, превратившаяся в средную часть органоида (горизонт Ort2, рис. 10, 1).

Органоид подпирает нисходящий и верхний латеральный ток растворов и создает условия перезаложения в надорганоидной толще. Это способствует осаждению здесь веществ, находящихся в латерального потока и росту органоида вверх. Его поверхность приобретает бугорковатый характер; бугорки внедряются в лежащий выше иллювиальный горизонт. Рост органоида вверх продолжается до тех пор, пока в надорганоидной толще не создадутся постоянно восстановительные условия, исключающие проникновение кислорода и сколько-нибудь продолжительную аэрацию.

Тёмп (Temp, 1950) полагает, что такая обстановка наступит после того, как мощность торфа достигнет примерно 30 см, а возможно, и несколько раньше. В частности, у изученного нами органоида это произошло при меньшей мощности органогенного горизонта. Прекращение роста органоида вверх одновременно означает начало процесса «растворения» его верхней части и понижения 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, занимаемая сверху развивающимся аккумулятивным процессом, и нижняя — аккумулятивная, продукт совмещения гидратной, латеральной и нисходящей аккумуляции веществ.

Торфяно-элювиальный гидроморфный сектор катены по проявлению основных процессов выноса — аккумуляции сильно отличается от всех выше расположенных 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 органоида. Она также со временем включается в этот процесс. Но на данном отрезке катены эта толща еще ма-

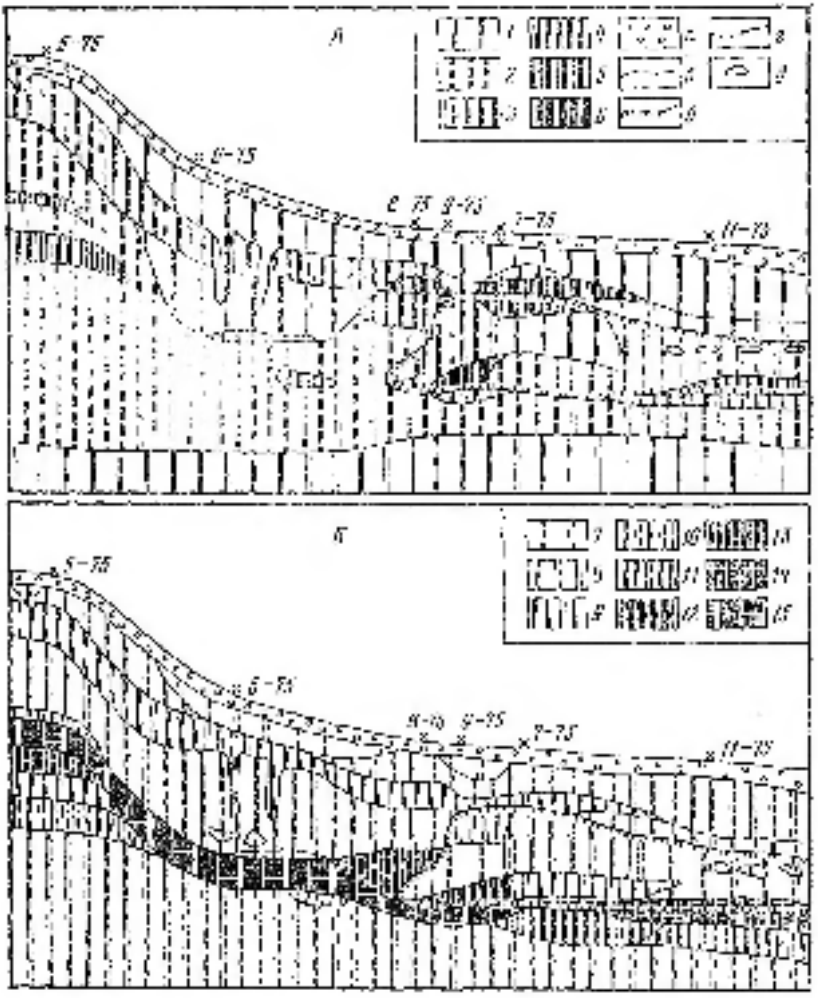


Рис. 10. Распределение окристаллизованного и связанного Fe_2O_3 в катене Сычевка, %

А — органогенный: Fe_2O_3: *1* — <0,1; *2* — 0,1—0,25; *3* — 0,25—0,50; *4* — 0,5—0,75; *5* — >0,75. *Б* — органо-аккумулятивный: Fe_2O_3: *7* — <0,1; *8* — 0,1—0,5; *9* — 0,5—0,7; *10* — 0,7—1,0; *11* — 1,0—1,5; *12* — 1,5—1,6; *13* — 1,6—2,0; *14* — 2,0—2,2; *15* — 2,2—>2,5. *а* — органо-аккумулятивный горизонт; *б* — органо-элювиальный горизонт; *в* — солонцовый органогенный горизонт; *г* — органо-иллювиальный; *д* — карбонаты: *I* — 0—75, *II* — 75—> см; *III* — 0—75, *IV* — 75—> см.

ле изменения R_2O_3 судя по концентрации гумуса и аморфных R_2O_3 под ней, здесь еще возможен ослабленный процесс гидратной аккумуляции. В органогенном горизонте активно развивается торфонакопление.

Таким образом, в этом секторе катены в минеральной толще выражены всего две вертикальные зоны: элювиально-гумусовая

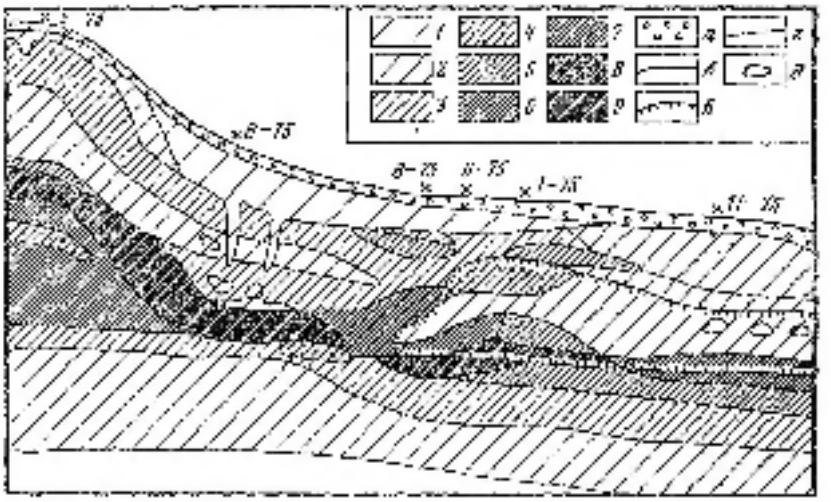


Рис. 51. Распределение валового Al_2O_3 в катене Сытомино, %

1 — 1,0; 2 — 1,2–2,0; 3 — 2,0–3,0; 4 — 3,0—4,2; 5 — 4,0–5,0; 6 — 5,0–8,0; 7 — 8,2–10,0; 8 — 10,0—12,0; 9 — 12,0; а, б, в, г — см. рис. 36; д — вскрышка; Б—15, Б—79 — скважины

(преобладающая) и маломощная зона ослабленной, уже чисто гидротенной аккумуляции. На поверхности развивается зона органогенной аккумуляции.

Следовательно, центром действия процессов, обеспечивающих неустойчивость катены и тренд ее дальнейшего развития, является обращенная к суходолу часть органида и его верхняя терраса. Эта часть аккумулирует путь нисходящей, латеральной и гидротенной миграции веществ и служит местом их активного осаждения. Благодаря этому органид растет вверх и в сторону суходола, создавая перед собой зону активного элювиирования веществ (глееватый подзол, трансэлювиальный гидроморфный сектор), которые, осаждаясь на суходольной части органида, способствуют его дальнейшему продвижению в сторону суходола. Поэтому трансэлювиальный гидроморфный сектор также постепенно надвигается на суходол.

Таким образом, тренд современного развития катены — это надвигание ближних ее секторов на лежащие выше и надвигание супераквальной части на элювиальную. Этот тип развития катены мы назвали восходящим (или обратным) в отличие от нормального типа развития, осуществляющегося сверху вниз по уклону. В изученной катене восходящее развитие означает ее зарождение.

Современное развитие зарождения вверх по склону суходола, погребенные под торфом профили подзолов, которые прослеживаются на расстоянии до 25—50 м в глубь торфяника 1, развитый органид, фиксируемый в этих профилях, указы-

вает, что процесс зарождения этого торфяника на суходоле начался давно и развивался по типу органогенообразования. До этого катена была элювиальной и представляла собой, очевидно, ряд сходных контактно-глеевых подзолов, морфолого-химические свойства которых были различны в зависимости от положения на склоне и глубины литологического контакта. По-видимому, только по краям болота были развиты подзолы грунтового увлажнения, но их полоса была узкой, так как пределы болотной котловины достаточно отчетливы.

Стадия формирования торфяника 1, его возраст и средняя скорость торфонакопления позволяют приблизительно рассчитать возможное время, когда могло начаться влияние этого торфяного болота на прилегающую часть суходола, т. е. когда оно могло настолько поднять уровень почвенно-грунтовых вод, что они достигли нижней части почвенной толщи. Это произошло позже рубежа атлантического и суббореального периодов, когда развитие болота вступило в верховую стадию и началось отложение пушицево-сфагнового торфа. В то же время можно полагать, что к началу фазы накопления фускум-торфа уровень болотных вод был уже высоким и влияние их на почвенно-грунтовые воды суходола прекратилось в течение какого-то времени.

Таким образом, влияние торфяника 1 на прилегающий суходол могло начаться в период 4000—2800 лет назад. Скорее всего, это произошло в конце пушицево-сфагновой стадии (см. рис. 9), когда слой торфа достиг примерно 1 м, т. е. около половины современной мощности. По этому расчету подъем почвенно-грунтовых вод до уровня 1—1,5 м от поверхности мог произойти около 3300 лет назад. Возможно, что на этом первом этапе подъема почвенно-грунтовых вод их уровень сразу достиг нижнего сектора изученной катены, так как на пологих склонах и в условиях плоского рельефа обычно подобное влияние болота захватывает относительно большую территорию, а расстояние от разреза 11—75 до кромки «коренного» болота составляет всего 25—50 м.

Следовательно, можно полагать, что формирование глубокого маломощного органогена в катене началось около 3300 лет назад. С этого времени катена разделилась на элювиальную и супераквальную части и в ней начали действовать описанные выше процессы, обусловливающие ее восходящее развитие и заболачивание.

По концентрациям подвижных десквестрирующих компонентов в органогене, их распределению внутри него и по периферии, а также по распределению валовых R_2O_3 можно представить несколько этапов продвижения органогена в сторону суходола и его роста вверх (рис. 12).

Первый этап — чисто гипотетический и реконструируется на основе полученных общих представлений. Предполагается, что за пределами катены, вблизи разреза 11—75, уже было сформировано тело органогена мощностью около 69 см (разрез 12—65),

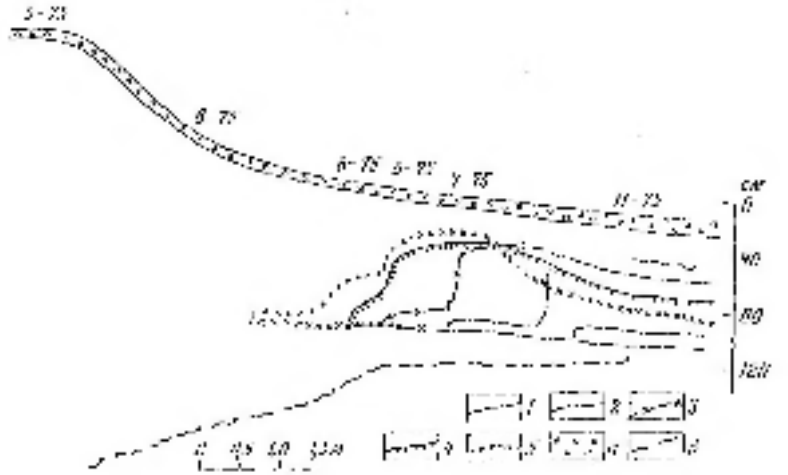


Рис. 12. Стадии развития органогда в районе Смоленска

1 — первая; *2* — вторая; *3* — третья; *4* — современная; *5* — ближайшая коллекторная; *6* — органогенный горизонт; *7* — уровни почвообразования под бором (*а*), *б* — дерново-подзолистых почв.

в разрезе 11—75 развивался маломощный глубокий органогд, возможно уже мертвый, а может быть, и фрагмент, отделенный от основного тела. Химический состав преобладающей части органогда в разрезе 11—75 сильно изменен современным элювиально-глеевым процессом. Вместе с тем его нижний слой показывает, что можно предполагать, изменен слабо; здесь фиксируется повышенное содержание гумуса, аморфных и окристаллизованного железа по сравнению с тем же нижним слоем органогда в его более выдвинутой к суходолу части. Вероятно, процесс аккумуляции этих веществ был здесь более длительным.

Второй этап — органогд в разрезе 11—75 достиг значительной мощности (около 60 см), его боковая цементированная грань расположилась между разрезами 11—75 и 7—75, а мысуп надвинут под разрез 7—75. Он развивался в экологических условиях, близких к современным условиям разреза 8—75. Это положение органогда характеризует в разрезе 7—75 горизонт Ort 2, значительно обогащенный валовыми и аморфными R_2O_3, окристаллизованными в сидеритном железом; можно думать, что это был горизонт элювиально-глеевого надконтактного и гидроксидного вмыва R_2O_3, сходный с горизонтом в разрезе 8—75. Наряду с этим выступ органогда отличался повышенной концентрацией гумуса и аморфного железа.

Третий этап — органогд достиг мощности, близкой к современной в разрезе 7—75, а его мысуп оказывается под разрезом 9—75. Последний расположился у боковой грани органогда и сходен по строению профиля с разрезом 8—75.

Четвертый этап — современное расположение ортзанда в катене.

Пятый этап — возможное положение ортзанда в ближайшем будущем. Его верхняя граница, очевидно, несколько приблизится к дневной поверхности за счет цементации горизонтов Bf и B1. Нижняя и средняя его части прирастут за счет тех концентраций аморфных R_2O_3 и гумуса, которые уже образовались возле них. В результате выступ ортзанда удлинится примерно на 1,5 м, а средняя часть выдвинется в почву разреза 8—75 на расстояние 0,7—1,5 м. Можно думать, что немного прирастет и боковая грань ортзанда в пределах горизонта Of 1 в разрезе 9—75. В соответствии с этим новым положением ортзанда экологические условия разреза 6—75 и его свойства начнут приобретать все большее сходство с таковыми разреза 8—75. Граница супераквальной и элювиальной частей катены начнет сдвигаться в сторону суходола. Одновременно сфера распространения ортзанда начнет приближаться к разрезу 7—75.

Описанная схема развития ортзанда не претендует на полную достоверность в отношении каждого пройденного этапа. Но ортзанд растет в своих суходольных краях и деградирует в болотном — это подтверждает весь приведенный фактический материал. Предложенная схема — лишь один из возможных вариантов подобного развития. Его общий тренд позволяет построить вполне реальный, существующий в природе эволюционный ряд почв, каждый член которого отражает определенную стадию прогрессирующего заболачивания: подзол Ai—Fe-гумусовый иллювиальный→подзол иллювиальный→подзол иллювиальный с глубоким маломощным ортзандом→подзол ортзандовый→подзол торфянистый с размещенным опущенным ортзандом→глеезем торфянистый (болотная верховая торфянисто-глеевая почва). При развитии заболачивания по механизму ортзандообразования эти стадии должны пространственно чередоваться.

Возникает вопрос: существуют ли на изучаемых участках какие-либо факторы, которые могут приостановить процесс заболачивания, ограничить его пространственный рост? Такой фактор есть. Это деятельность р. Оби, мощная древняя I надпойменная терраса образует к обской пойме хорошо выраженный склон. Поэтому можно предполагать, что заболачивание I надпойменной террасы и надвигание на нее торфяников I будет продолжаться до тех пор, пока его граница не приблизится на какое-то расстояние к этому склону. Границы болот на сильно заболоченных надпойменных террасах в зоне Западной Сибири, как правило, приближены к склонам к речной пойме и повторяют конфигурацию их бровки. Это отмечено многими исследователями и хорошо отражается даже на гипсометрических картах.

С позиций современных представлений об эволюции развития рассмотренных почв катены во времени следует расценивать как хетероморфоз, т. е. смену почвообразования, происходящую под влиянием изменения одного из обусловливающих его фак-

торов — уровня почвенно-грунтовых вод, их понижения в нижней части почвенной толщи. В подобном случае эволюция почв, как указывал А. А. Роде (1947), происходит под влиянием времени по отношению к почве фактора и имеет место «дальнодействие биогеоценозов». С этой точки зрения метаморфоз почв изученной катены происходит под влиянием болотного биогеоценоза, его автономного ряда и саморазвития его почвы. Поэтому развитие катены в целом как геохимического сопряжения, заключающееся в саморазвитии ее самой низкой болотной почвы и метаморфозе остальных минеральных почв, следует рассматривать как ее саморазвитие.

Катена является гейкой, моделью почвенного покрова, достаточно полно отражающей взаимосвязи его компонентов. Поэтому заболачивание изученной территории представляется как саморазвитие — автометаморфоз почвенного покрова, включающее две неразрывные и локализованные эволюционные линии: саморазвитие болот и их почв и метаморфоз биогеоценозов и почв минеральных повышений рельефа.

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

Пример развития изученной катены и почвенного покрова Сытоминского аргала показывает, что один из возможных случаев такого совмещения процессов саморазвития и метаморфоза может реализоваться при их сетчатой пространственной локализации и одновременно тесной связи, устанавливающейся во времени. Саморазвитие одного из компонентов почвенного покрова со временем 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 в почвенном покрове этого саморазвивающегося компонента.

Интересно представить себе, как могли бы развиваться изученная катена и почвенный покров Сытоминского аргала в случае отсутствия болот, каков бы был процесс саморазвития этого склона и территории в целом при том же рельефе, если бы понижения оставались слепому действующих водотоков и не заторфовывались?

Относительно возможного саморазвития почвенного покрова подобных территорий существуют по крайней мере две точки зрения. Согласно одной из них, почвенный покров таких территорий в общем стабилен: это мнение наиболее распространено, ссылки на его сторонников были бы слишком обширной, поэтому мы их не приводим; отметим только, что этой точки зрения

придерживается такой серьезный последователь подзолов, как Таам (Tamm, 1950). Вторая точка зрения противоположна. Она основывается на том, что в песчаных подзолах со временем образуется уплотненный иллювиальный горизонт или толщи уплотненный пан (псевдофибра, плащевой горизонт). В связи с этим водный режим лежащей выше толщи характеризуется усиливающимся во времени переувлажнением, что в конце концов должно привести к заболачиванию песчаного подзола и при отсутствии почвенно-грунтовых вод. Подобное мнение высказывалось как в очень определенной форме (Абаимова, 1930; Robinson et al., 1940; Crompton, 1956; Proudfoot, 1956), так и в крайне осторожной (Сибирцев, 1951; Pope, 1947).

На изученной территории в условиях литологически слоистых почвообразующих толщ, в подзолах на повышениях рельефа (без почвенно-грунтовых вод) уже отмечается в экстремально тонкие годы и надконтактная оглеватость. Нельзя исключить возможность того, что в экстремально влажный год или ряд лет в микропонижениях плоских водоразделов могут создаться условия достаточно длительного сезонного переувлажнения, благоприятные для поселения хотя бы зеленых мхов. Последующие циклы подобных же лет будут способствовать увеличению вертикального и горизонтального размера мочажин, затем существенным сменам мхов в направлении нарастания их гидрофильности. Таким образом, может создаться небольшой, но разрастающийся очаг заболачивания и соответствующая эволюция почв и почвенного покрова в нем и вокруг него. В этом случае заболачивание начнется на пониженном элементе рельефа и будет до некоторого времени локализоваться в его пределах; на пологом склоне вследствие лучшего дренажа этот процесс может протекать во вторую очередь.

Таким образом, возможность автономного заболачивания плоских песчаных водоразделов, интересно, существует. Она становится еще более реальной, когда почвообразующая толща литологически слоиста, 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 убедили в том, что подобные водоразделы несомненно заболачиваются, но процесс протекает значительно медленнее.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ГОЛОЦЕНЕ

Полученные материалы, характеризующие современное развитие почвенного покрова Сыгомпинского ареала, характер почв, погребенных под торфяными залежами, стадии развития и возраст болот, 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 голоцена имеют скудные палеогеографические характеристики, для изучаемого ареала они отсутствуют; здесь еще не было болот и поэтому нет почв бореального и более раннего времени, погребенных под торфом.

Палеогеографические условия предбореального периода представляются как весьма прохладные и континентальные (Хотинский, 1977), напоминающие по биоклиматической обстановке современную лесотундру — северную тайгу (Нейштадт, 1976б). В подобных суровых постгляциальных условиях на территории Сытоминского ареала, на бедных по химико-минералогическому составу песчаных материнских породах, при наличии мерзлоты вряд ли можно было ожидать достаточно активного почвообразования. Скорее всего, формировались подбуры и подзолы с маломощным горизонтом А2. В условиях неполного задернения явственно действовали эоловые процессы.

Бореальный период, который расценивается как более теплый и влажный, по-видимому, являлся временем, когда в голоцене стало развиваться активное почвообразование. Поскольку предполагается, что биоклиматические условия способствовали северной тайге (а возможно, были более теплыми), в Сытоминском ареале началось развитие Al Fe-гумусовых подзолов, которые и преобладали в почвенном покрове повышений рельефа. Депрессии были еще обводнены, что подтверждается как палеоботанически, так и литературными данными по этому региону (Лисс и др., 1976).

Начало атлантического периода знаменовалось сначала похолоданием, длившимся около 1 тыс. лет (Кинд, 1974; Хотинский, 1977), а затем фазой длительного и устойчивого потепления и повлажнения увлажнения. Значимость этого изменения и его отражение в зональных физико-географических условиях остаются дискуссионными. М. И. Нейштадт (1976б) полагает, что в этот период произошел значительный сдвиг природных зон к северу; в частности, территория современной средней тайги представляла собой полосу сложно-березовых лесов, являвшуюся зоне современной западносибирской подтайги. По обобщенным данным И. А. Хотинского (1977), это похолодание было более умеренным: в оптимум голоцена господствовали темнохвойные леса, т. е. таежные условия. Следует отметить, что спорово-пыльцевой анализ торфяников, развитых в ареале распространения песчаных отложений, показал, что здесь на всех протяжении голоцена господствовали леса из сосны и березы (менялось только соотношение этих пород), в то время как незначительное участие ели зафиксировано лишь для начала атлантики (Лисс и др., 1976). При столь различной оценке палеогеографических условий оптимума голоцена предположения, которые можно высказать об биоклиматических изменениях в пятнах Сытоминского ареала в это время, будут различными.

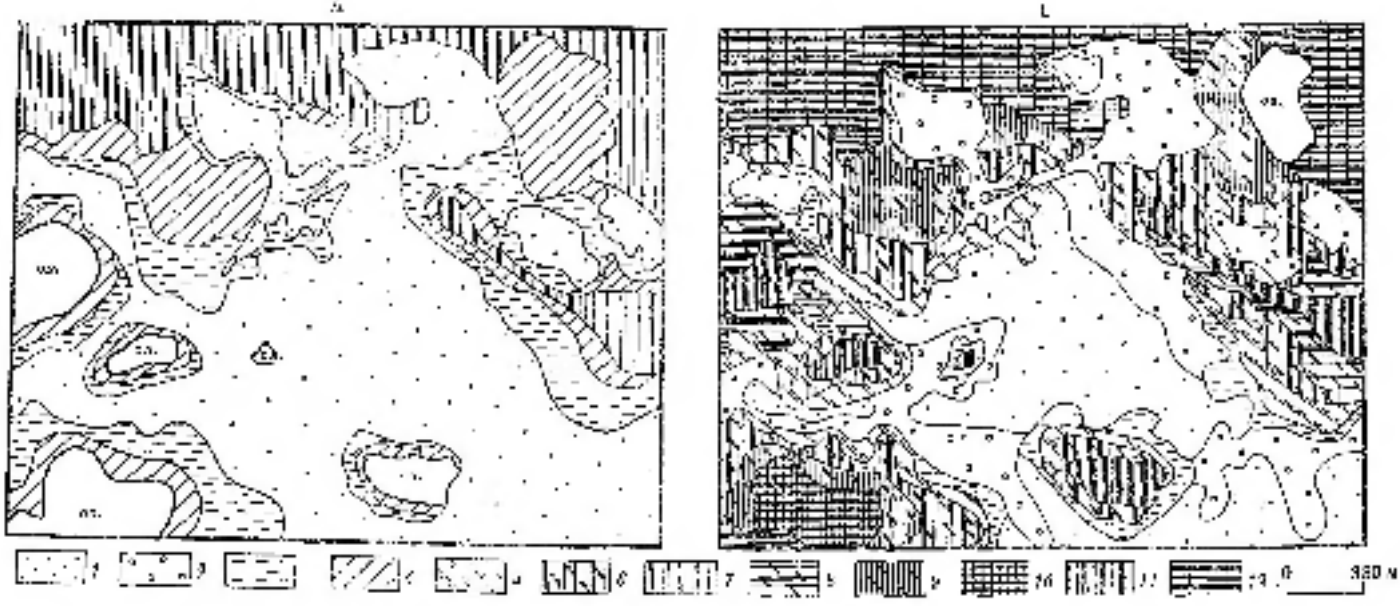


Рис. 12. Ландшафтный профиль Скандинавского кряжа

А — в начале атлантического периода, 7,5—8 тыс. лет назад; *Б* — в первой половине субатлантического периода, 1850—1920 лет назад (после рекультивации): *1* — пресные; *М* — Ре-культурные (в том числе пойменно-аллювиальные); *2* — солончаки подземные; *М* — Ре-культурные и грунтово-напорные; *3* — солонцы грунтово-глеевые; *4* — солонцы грунтово-глеевые (заложены на фрагментах органогенных); *5* — солонцы подземно-грунтово-глеевых и тех же с глубоким залеганием органогенных; *6* — сочетание глеезем солонцеватых торфянистых (на фрагментах подзолов и подзолов органогенных); *7* — солонцы торфяные пятнистые. Болотные почвенные: *8* — сочетание почвенных вариантов торфяных на фрагментах подзолов и торфянистых перегнойных; *9* — сочетание торфяные (мелкие) на предлесья подзолов; *10* — бугорковатые комплексы торфяных почв; *11* — то же, плоские; *12* — грядово-мочажинных комплексы торфяных почв

0 500 м

Существование таежных условий должно было способствовать Al — Fe-гумусовому подзолистому почвообразованию; при этом если климат стал более теплым и влажным, то когда имеет место «развивающая» эволюция (по В. О. Тартуляну и А. А. Александровскому, 1976) — усиление морфолого-химических признаков оподзоливания, увеличение общей мощности почвенной толщи и активизация латеральной миграции вещества в депрессии рельефа. В самых глубоких понижениях уже начинало заторфовывание, и ландшафтах южных болот формировались торфянистые болотные глееземы (рис. 13,*А*). Вокруг них появились и стали расширяться контуры сфагновых и глеевых подзолов. Усиленная латеральная миграция способствовала появлению черных органогор у окраин формирующихся болот; эти органогоры сейчас глубоко погребены под торфом на участках тоже погребенных склонов депрессий.

В целом почвенный покров атлантического среза голоцена по составу компонентов и по геометрии их ареалов был пестрым. Можно полагать, что он состоял из четырех основных компонентов (по внешней территории, см. легенду к рис. 13), а их контуры были тесно увязаны с условиями рельефа; среди структур почвенного покрова преобладали сетчато-вольцевые пришлейфовые и прибаллотные комбинации. Господствующим по площади компонентом были автоморфные Al — Fe-гумусовые подзолы.

Реконструкция почвенного покрова атлантического времени, изображенная на карте (см. рис. 13,*А*), основывается на гипотезе, что в этот период здесь существовали таежные условия. Соответствующая реконструкция по палеогеографической схеме голоцена средней тайги Западной Сибири (Нейштадт, 1976б), нанесенная бы на этой карте только содержанию контуров ландшафтных точек. Они должны были бы быть представлены почвами, которые сейчас распространены в южнотаежно-лесостепной полосе на реках и названы В. Д. Тонконоговым (1972) дерново-подзолистыми Al — Fe-гумусовыми. В Атлантическом времени эти почвы генетически должны были бы представлять пример «эталожений» эволюции (по В. О. Тартуляну и А. А. Александровскому, 1976). В них мог быть представлен гумусово-аккумулятивный горизонт, сформированный в профиле уже существовавшего Al — Fe-гумусового подзола и частично или полностью перекрывший элювиальный горизонт профиля (что зависело от мощности последнего и степени упражненности гумусово-аккумулятивного процесса).

Почвенные данные не позволяют отдать предпочтение той или иной палеогеографической гипотезе. Подзолы, образовавшиеся в атлантический период, которые сейчас перекрываются под слоем торфа, были погребены как почвы грунтового увлажнения; и в тайге, и в подтайге почвы грунтового увлажнения представлены Al — Fe-гумусовыми таежными подзолами. Следует отметить, что гумусово-аккумулятивный горизонт в погре-

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

В суббореальный период (около 4,5 тыс. лет назад) произошли похолодание и повышение влажности климата, этот общий тренд его изменения сохраняется до настоящего времени. Подобная климатическая обстановка вряд ли внесла существенные изменения в автономное подзолистое Al — Fe-гумусовое почвообразование, если в атлантический период существовали таежные условия. Если же на рубеже атлантического и суббореального периодов произошел резкий сдвиг природных зон к югу и подтайга сменилась сплошной тайгой (Нейштадт, 1976б), то это изменение природной обстановки должно было вызвать в автономных точках повышений рельефа вновь активное развитие подзолистого Al — Fe-гумусового почвообразования и стирание признаков предшествующей стадии — гумусово-аккумулятивной с ослабленным подзолистым процессом. Скорее всего это могла быть в основном стирающая эволюция, если условия атлантического времени были подзолистыми, и наследующая эволюция, если те же условия были таежными.

Изменение климата на рубеже атлантического и суббореального периодов активизировало торфонакопление, способствовало увеличению увлажнения почв в нижних частях склонов и на границе с болотами. Таким образом, это обстановка значительно интенсифицировала почвообразование и торфонакопление в генетически подчиненных почвах, возможно, почти заметно не изменив в автономных точках. По-видимому, можно считать, что именно в суббореальное время, продолжавшееся сравнительно недолго, около 2 тыс. лет, была создана почва для горизонтального роста болот в том грандиозном масштабе, который проявился 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 голоцена также способствовали развитию торфяных болот и уже характеризовались локальным проявлением заболачивания суходолов. Было показано, например, что в Смоленском крае значительная часть торфяника И сформировалась еще в атлантическое время на участке суходола. Процесс заболачивания неуклонно развивался на протяжении всего голоцена, синхронно с автономным развитием торфяных болот, которое не прерывалось.

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

13,5). По сути дела, уже была создана очень близкая к современной геометрия почвенного покрова. Торфяные болота образовались на местах бывших озер и погребли значительные площади приозерных заболоченных подзолов, зона влияния почвенно-грунтовых вод на окружающей болота периферии суходолов сильно расширилась. Четкое кольцевое расположение 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 ареалы не только органогенных, но и грунтово-глеевых почв; большие площади стали занимать органогенные подзолы, соответственно уменьшились контуры автономных подзолов.

Сравнение почвенного покрова первой половины субатлантического периода и настоящего времени показывает, что эти тенденции усилились. Особенно активно эволюционируют комбинации подзолов грунтового увлажнения, что связано с прогрессирующим подъемом уровня почвенно-грунтовых вод и развитием заболачивания. Отмечается появление глееватых подзолов в чистых контурах автономных подзолов, контуры глееватых подзолов превращаются в контуры глеевых и т. д. Соответственно происходит дальнейшее сокращение площадей автономных и менее заболоченных подзолов и увеличение площадей более заболоченных подзолов, глеземов и торфяников.

Подобный тренд саморазвития почвенного покрова Сытоминского ареала будет наблюдаться и в будущем, поскольку, как уже отмечалось, в этом регионе не существует природных факторов, которые могли бы приостановить развитие заболачивания, за исключением естественной дрены — р. Оби.

Для того чтобы представить требующийся для полного заболачивания этой территории отрезок времени, следует прежде всего провести сопоставление относительной высоты еще не заболоченных повышений рельефа и поверхности болот (см. рис. 1).

На линии изученного профиля, как указывалось, имеются три участка «сушки»: I терраса, II терраса и небольшая гряда-остров между торфяниками 2 и 3. Максимальное превышение поверхности I террасы над торфяником 1 составляет 2 м. II терраса возвышается над торфяником 2 (активно на нее воздействующим) 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 вблизи поверхности). Разница относительной высоты гряды-острова и торфяника 3 составляет ~0,3 м.

Таким образом, при увеличении мощности торфяных залежей еще на 2 м весь Сытоминский ареал превратится в единое торфяное болото (за исключением узкой кромки приозерного склона I террасы).

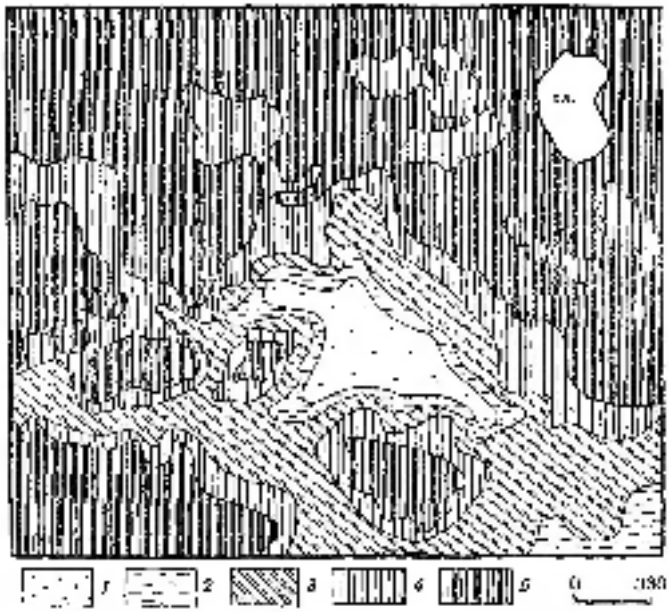


Рис. 13. Схема почвенного покрова Сытоминского ареала через тысячу лет (прогноз на расчете скорости торфонакопления в ближайшую тысячу лет 0,5 мм/год).

1 — почвенный ряд Тетеревское (в том числе минеральные); 2 — то же, торфянистые; 3 — то же, торфяники (в том числе плоские); 4 — плоские болотные торфяники; 5 — торфяники разной мощности и степени расчета

Для расчета времени, требующегося для полного заторфовывания территории, необходимо знать величину среднегодового прироста торфа, характерную для последнего (субатлантического) периода голоцена. В Сытоминских торфяниках эта величина не была нами определена. По приведенным в литературе данным (Инсе и др., 1976), величина прироста торфа имеет диапазон 0,5—0,8 мм/год (на болотах к Сытоминскому ареалу Кенцинском, Среднеобском, Кеть-Вахских регионах). Расчет по скорости торфонакопления 0,5—0,8 мм/год показывает, что Сытоминский ареал подвергнется полному заторфовыванию мшистых через 2,5 тыс. лет, максимум — через 4 тыс. лет.

Исходя из приведенного расчета, можно представить, каким будет почвенный покров этой территории через тысячу лет (рис. 14). «Суша» будет представлена очень небольшими разобщенными островками, возвышающимися над низкорослым болотом на 0,5—1 м, с контурами глеевых подзолов. Вся остальная территория будет занята болотными массивами и торфяниками на минеральных профилях подзолов. Сухопольная часть этого болота по площади будет заметно превышать его «корявую» часть. Таким образом, приблизительно через тысячу лет и даже несколько раньше территория Сытоминского ареала будет расцениваться в целом как болотная.

ЗАБОЛАЧИВАНИЕ НА ТЯЖЕЛЫХ ПОРОДАХ В СРЕДНЕЙ ТАЙГЕ

Процессы заболачивания на тяжелых породах изучались на водоразделе Вол-Егольях (приток Ваха) в Малого Нань-Яха, (приток р. Назинской, впадающей в Обь), в ареале Нань-Як. Этот район — озерно-аллювиальная равнина, приуроченная с юга к западной окраине Васюганского материка (Олюнин, 1977). Он приурочен к крупному поднятию — Александровскому мегавалу, не располагается в его краевой части, где крылья поднятия заметно сглаживаются, постепенно снижаясь депрессиями (Бахарев и др., 1966; Рулькевич и др., 1965).

АРЕАЛ НАНЬ-ЯХ

Рельеф в ареале Нань-Як сильно выраженный. Наиболее высокая плоская поверхность расчленена на увалы древней эрозионной сетью — неглубоко врезанными руслами рек и озерными депрессиями. В настоящее время они заторфованы. По абсолютным болот максимальная амплитуда относительных высот составляла около 11 м, сейчас 5 м.

Поверхность сложена суглинисто-глинистыми толщами озерного генезиса, на это указывает микрослоистость (ленточность), проявляющаяся при ослаблении почвообразующих процессов в нижней части толщи почв и усиливающаяся с глубиной. Наклонная рельефа сложены средним суглинком мощностью 110 см, сменяющимся тяжелосуглинистым слоем, который по мере увеличения глубины утяжеляется и переходит в легкую глину. Склоны повышений и депрессий не имеют с поверхности среднесуглинистого покрова и целиком сложены тяжелосуглинисто-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 повышениях и их склонах. Вследствие длительного оттаивания почв, по контакту мерзлой и оттаивающей толщи в теплый период формируются отдельные линзы надмерзлотной верховодки.

Южная половина ареала Нань-Як представляет собой обширный болотный массив центрально-олиготрофного типа, сформировавшийся, судя по спектрам, в речной долине. Болото сильно обводнено: оно внедряется в прилегающий суходол глубокими заливами, в их прибрежной полосе возникло много «полуостровов» и «островов».

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

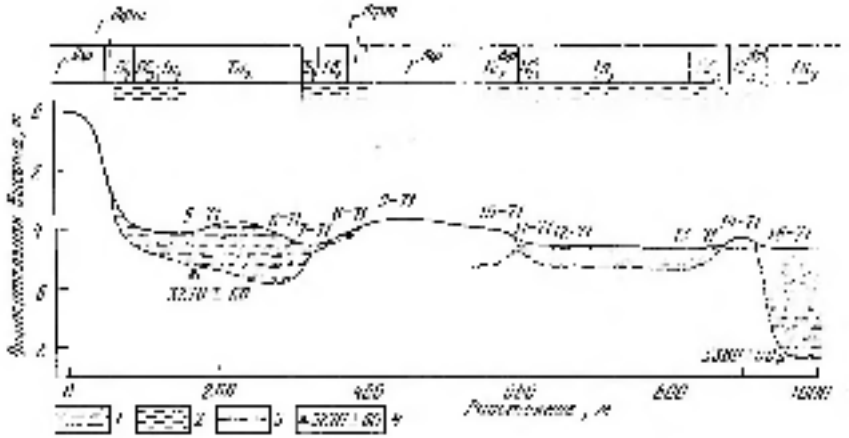


Рис. 15. Ландшафтный профиль Нань-Ях

ГАФ — гипновые топяные (эвтрофно-мезотрофные; лес пихтово-кедровый (иногда с берёзой) зеленотравно(хвощево-, сфагново-)-осоковый; $T^{кф}_{г_1}$ — то же, глубоко и устойчиво (точечно-грунтовые воды 3,0—4,0 м); лес пихтово-берёзовый хвощево(кустарничково-травно-)-сфагновый. $T^{кф}_{г_2}$ — то же, грядово-мочажинно-сфагново-кустарничковые (ряд 0,5—1 м), лес сосново-кедровый багульниково-брусничково-зеленомошный; $T^{кф}$ — то же, эвтрофные; лес кедрово-берёзовый (с берёзой) хвощево-разнотравно-(кустарничково-)-сфагновый; $ГТ_г$ — гаевые болотные торфяники на профиле плоского плоскогорья; лес кедрово-сосново-кедровый хвощево-багульниково-кустарничковый и берёзово-кустарничковый хвощево-осоково-сфагновый; $ГТ_п$ — то же, торфяные на пологом склоне плоскогорья; лес берёзово-кедровый багульниково-кустарничковый и кедрово-берёзовый кустарничково-сфагновый; $Т_п$ — торфяные переходные залесённые (ряд 1—2 м); болота переходные бугристо-мочажинно-кедрово-сфагновые, сильно-обводнённые кустарничково-осоково-сфагновые и открытые болота пихтово-осоково-сфагновые; $Т_п$ — то же, средние (1—2 м); болота переходные осоковые кустарничково-осоково-сфагновые; $Т_п$ — то же, мощные (более 2 м); переходные открытые пихтово-кедрово-сфагновые. *1* — торф. *2* — зоны заболачивания: *3* — уровень почвенно-грунтовых вод: *4* — возраст древостоя слоя торфа по С14. Торфяники: 1Б—71 — кафедры 1, 1Б—71 и 1Б—У — торфяник 3, 5—71, 6—71 и 7—71 — торфяник 8

болото с единичными островами высокой поверхности (болото Римистое), а западная олиготрофно-мезотрофное болото с многочисленными островами, составляющими до 30% его общей площади (болото Островистое). Подобный лоцманский облик болота Островистого соответствует и его сухопутных приближениях (рис. 15, 16).

Болотные воды залегают вблизи поверхности, и в периоды максимального уровня наблюдается их поверхностное растекание на прилегающую периферию суходола или внедрение в пределы почвенного профиля. Эти воды кислые, очень мягкие и, как все болотные воды верховых и переходных водораздельных болот, гидрокарбонатные.

Низкая общая минерализация воды сочетается с ее значительной кислотностью, обусловленной главным образом свободными органическими кислотами и их ненасыщенными солями-

ниями. Это качество воды хорошо указывается и очень высокой перманганатной окисляемостью, которая свидетельствует о большом количестве наиболее подвижных (легкоокисляемых) органических веществ, содержащихся в воде.

Так, в болотных водах торфяника 1 (разрез 16—71) величина сухого остатка составляет 116 мг/л, кислотность, обусловленная органическими веществами, — 12, 76, а свободным CO_2 — 4,18 мг/л, перманганатная окисляемость — 79,81 мг/л, содержание Ca — 9,22, Mg — 3,16, K — 3,70, Na — 1,00 мг/л, кремнезем следы, Fe_2O_3, Al_2O_3, Cl и SO_4 отсутствуют. Жесткость равна 0,72 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 (Болота Западной Сибири..., 1976).

Болотные воды подтапливают окраинные части суходола и внедряются в почвенную толщу грунтовым путем. Можно полагать, что их агрессивность в отношении минеральной части почв достаточно велика, а сам режим подтопления или подъема грунтовых вод к поверхности и последующего спада их играет, по-видимому, важную роль в процессах миграции веществ и геохимический связи суходола и болота.

Растительность ареала Нель-Ях представлена последовательной сменой суходольных лесов на все более заболоченные, а затем на облесенные и открытые болота[1]. На повышениях рельефа развиты елово-пихтово-кедровые мелкотравно-зеленомошные леса. В средних и нижних частях склонов в связи с латеральным подтоком вклад напочвенный покров последовательно меняется на бруснично-мелкотравно-зеленомошный, хвощево-мелкотравно-зеленомошный и хвощево-зеленомошный. На окраинах суходолов вблизи болот при усилении переувлажнения развивается елово-кедровые хвощевые и осоковые леса; в напочвенном покрове последовательно увеличивается роль долгомошных и сфагновых мхов, затесняющих зеленые мхи. Наиболее сильно заболоченные леса характеризуются березово-кедрово-сосновым древостоем с разным соотношением этих пород, наблюдается разрастание багульника, моховой покров долгомошно-сфагновый и сфагновый. При сильном обводнении болотными водами развивается осоково-сфагновый напочвенный покров (окраина торфяника 2).

Мезотрофные окраины болот, не испытывающие значительного обводнения (торфяник 3), облесены (береза, сосна, кедр). Их напочвенный покров сходен с напочвенным покровом в сильнозаболоченных лесах, но мхи представлены только сфагнами, а на повышениях биогенного микрорельефа наблюдается разрастание олиготрофных кустарничков. На сильнообводненных мезотрофных окраинах (торфяник 1) развиты безлесные

[1] Изучение растительности проведено сотрудницами ИГ АН СССР Б. Л. Любинской и Л. А. Сиукаевой.

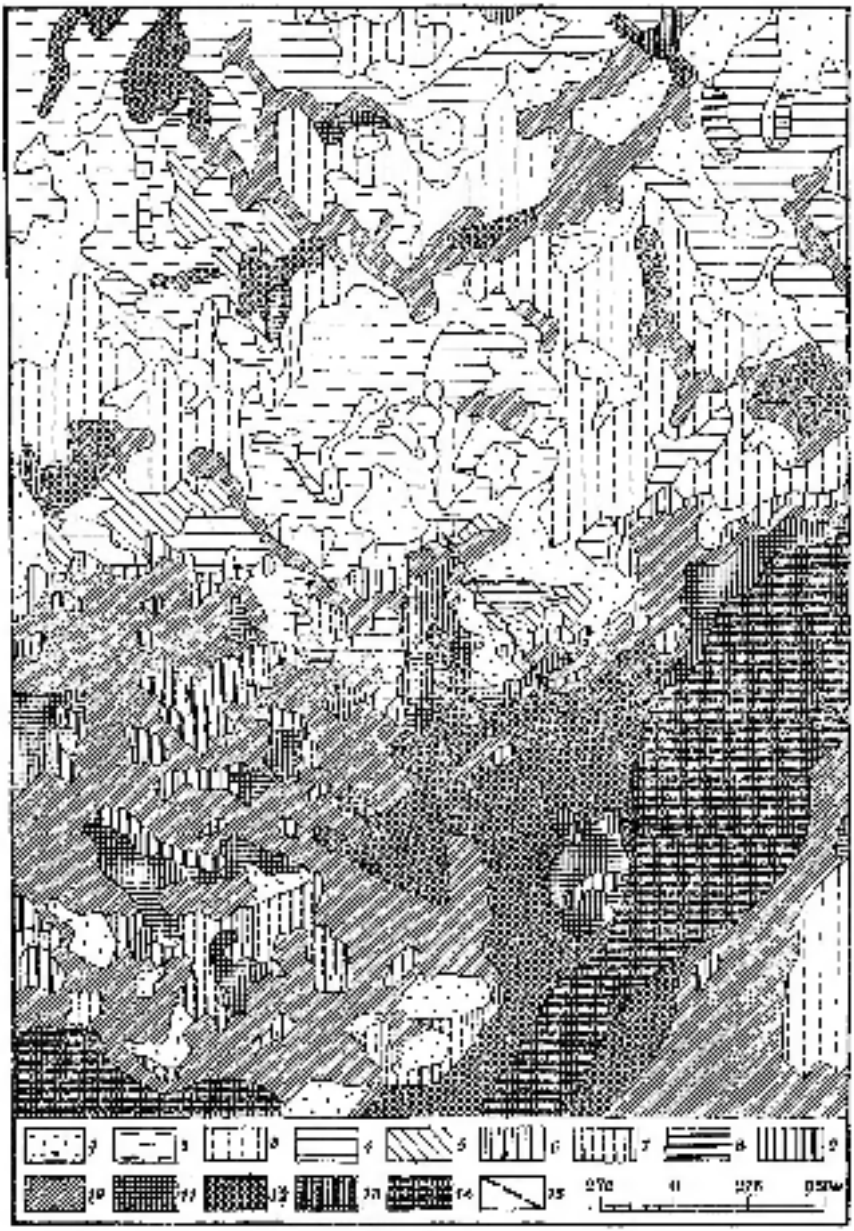


Рис. 18. Почвенная карта района Нижнего Ях

1 — плакорные торфяные дифференцированные; 2 — плоские плоские торфянисто-перегнойные осушенные грядовые и хорошо дифференцированные, почвы с перегнойно-иллювиальным аккумулятивным; 3 — плакорные торфяные дифференцированные торфянистые и глубокие дифференцированные, почвенные участки; 4 — плоские плакорные дифференцированные торфянистые и плоские болотные торфянистые (переходные) на средние плоские участки

ассоциаций — вахтово-хвощевых осоково-сфагновых, пушицево-осоково-сфагновых и кассандрово-осоково-сфагновых. Центральные части болот непроходимы и не изучались.

В среднем Нань-Ях был заложен нивелирный ландшафтный профиль длиной 850 м, пролегающий с северо-запада на юго-восток (см. рис. 15 и 16). Его северо-западный край располагается на высокой поверхности. Далее профиль спускается в переходное облесенное болото (торфяник 3), представляющее собой заторфованную долину небольшого ручья. От торфяника 3 линия профиля вновь поднимается по склону и пересекает повышение рельефа; это сегодняшний сухоторфяной массив, представленный на профиле. Его пологий юго-восточный склон переходит в понижение, занятое торфяником 2 — очень небольшим по площади переходным открытым болотом, представляющим собой залив обширного сильнообводненного рема. Торфяник 2 отграничен от него узким «островком» высокой поверхности. Линия профиля пересекает этот «островок» и заканчивается в окраинной зоне обширного рема (торфяник 1).

Таким образом, профиль протягивается через три болота, два из них — это краевые участки («клинья») большого болотного массива. Приведем их краткую ландшафтную характеристику. Окраина торфяника 1 была изучена в полосе шириной около 250 м, примыкающей к юго-восточному концу профиля. Эта полоса представляет собой переходное сильнообводненное болото. Растительный покров вахтово-осоково-сфагновый (осока топяная) с кустарничками (кассандра, березка, клюква), приуроченными к небольшим биогенным буграм, поросшим мягкого сосняка лишайникового.

В центре этой полосы торфяная залежь (разрез 16-71) имеет мощность 3,5 м и следующее строение: O_1 0—80 см — сфагновый очес; O_2 80—80 см — переплетающийся сфагновый торф; O_3 80—150 см — плохо разложившийся сфагновый торф; O_4 150—240 см — шейхцериевый среднеразложившийся торф (торфяно-переслойный), O_5 240—350 см — тот же торф, с 350 см — синяя оглеенная глина (рис. 17 и табл. 42).

ных, почвенные скрыто-пятнистые диерезы. *б* — пятнистые типовые дифференцированные торфяные и болотные торфяные (переходные) на профиле елового леса, сменяющие комплексы предыдущего; *в* — пятнистые типовые дифференцированные глубокозалежные и болотные торфяные (низинные) на профиле елового таежного, почвенные типы: 7 — пятнистые типовые дифференцированные грунтово-глеевые; 8 — пятнистые болотные торфянистые (переходные) и болотные торфяные (переходные), оба комплекса на профиле елового таежного пологого, почвенные типы: 2 — таежные болотные торфяные (переходные) на профиле елового таежного и таежные дифференцированные грунтово-глеевые, почвенные скрыто-пятнистые аккумулятивные; *10* — пятнистые болотные торфяные (переходные) и болотные торфянистые (переходные), оба комплекса на профиле елового таежного, почвенные типы: *11* — бугорковатые почвенные торфяники переходных комплексов на профилях елового леса, *11* — то же, придолинных и западин; *12* — то же, окраинных типов; *13* — грядово-мочажинных комплексов торфяных верховых болот; *14* — поперечный профиль

Таблица 42 Некоторые свойства торфяников дренажа Пань-Ях *

Торфяник №	Индекс	Горизонт	Глубина, см	pH водной вытяжки	pH солевой вытяжки	Степень разложения, %	Последовательные катионы, начиная от 10^{-2} г-экв/г			
							Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	Fe^{3+}
3	3—71	O_{1_3}	30—40	4,4	3,1	31,51	17,1	2,4	44,0	63,5
		O_{1_2}	60—80	4,5	3,5	97,24	9,3	3,4	38,1	53,1
		O_{1_1}	80—120	4,6	3,4	32,91	9,6	5,1	39,2	54,0
		$O_8(AO)$	120—135	5,0	3,6	74,80	9,6	5,6	41,7	57,0
		Gh_2	135—150	4,9	3,7	9,9**	6,5	3,0	17,6	27,5
		Gh_1	150—165	4,8	3,5	8,0**	10,0	8,0	1,6	26,5
		G1	165—210	4,6	3,5	4,8**	7,0	5,1	6,3	16,4
	8—71	O_{1_1}	0—30	4,4	3,3	30,71	14,8	12,5	41,2	68,8
		O_{1_2}	30—75	4,2	3,1	89,20	12,6	4,5	38,4	54,1
			75—130	4,9	3,7	89,40	8,1	7,6	31,6	47,3
		O_2	130—150	4,6	3,5	73,55	9,4	8,2	34,5	52,1
		G1	150—190	5,2	4,1	1,4**	9,3	6,7	9,3	24,3
1	10—71	O_{1_1}	0—30	4,1	2,9	87,05	24,0	12,0	45,2	81,2
		O_{1_2}	30—80	4,3	3,0	96,45	28,2	9,5	34,2	72,9
		O_{1_3}	80—130	4,4	3,3	93,35	13,0	5,0	37,6	54,6
		O_{1_4}	130—200	4,5	3,4	91,93	10,1	5,0	38,3	55,0
		O_{1_5}	200—250	4,7	3,5	36,65	16,0	9,3	45,9	71,2

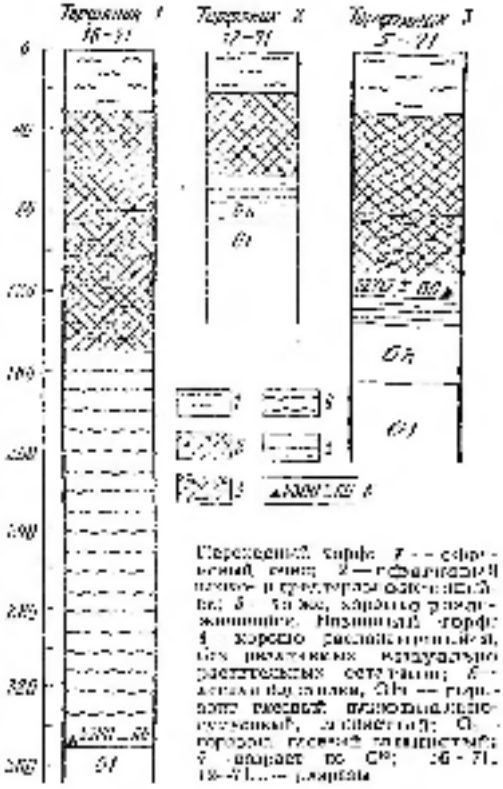
* Аналитики Д. Г. Лесина, Ю. М. Колобаева и Л. Н. Гинзбург.
** Грубо.

Согласно радиоуглеродной датировке, возраст нижнего слоя торфа 5380±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 полоса этого болота, прилыкающая к «островку» суши, имеет толщу переходного торфа всего в 85 см; под ним лежит хорошо сохранившаяся лесная подстилка мощностью 13 см. Исходя из возраста торфяной залежи в разрезе 10—71 и ее мощности, можно считать, что средняя скорость торфонакопления на этом болоте составляла 0,85 мм/год. Таким образом, 20-метровая полоса торфяника 1 была заторфована всего около 1300 лет назад (середина субатлантического периода).

Торфяник 2 имеет в диаметре около 150 м и узкими «проливами» соединен с торфяником 1. По растительности это переходное сильнообводненное вахтово-осоково-сфагновое болото с редкой березой; на небольших бугорках высотой до 20 см развиты олиготрофные кустарнички (береза, кассандра, андромеда, клюква). Максимальная мощность торфяной залежи 50—55 см; она целиком представлена плохо разложившимся мезотрофным сфагновым торфом; в нижней части залежи

хорошо сохранилось кустарничково - зеленомошная лесная подстилка мощностью 6—15 см. Судя по мощности залежи, торфяник 2 образовался в послеатлантическое 770 - 1090 лет, его периферическая часть, где мощность торфяных слоев составляет 20—30см, в 2—3 раза моложе. Плохая разложенность торфа свидетельствует о том, что процесс его нарастания шел быстро; возможно, возраст этого болота еще моложе.

Торфяник 3 расположается в юго-западной части профиля. Его узкая вытянутая форма, четко выраженные склоны указывают, что он приурочен к ложбине небольшого притока реки, протекавшей в долине, занятой сейчас торфяником 1. По растительности — это обедненная березой с сосной переходное кустарничково-пушицево-сфагновое, местами с ивой, болото на хорошо выраженных бугристых буграх (высотой до 0,5 м) развиты олиготрофные кустарнички (багульник, кассандра, морошка). Поверхность торфяника слабовыпуклая.



Переходный торфяник: 1 — сфагновый слой; 2 — сфагновый слой с примесью осоковой; 3 — то же, хорошо разложившийся. Низинный торфяник: 4 — хорошо разложившийся, без различимых макроскопически растительных остатков; 5 — лесная подстилка; Oh — горизонт лесной подстилки; O1 — горизонт низинный, осоковый; O2 — горизонт низинный, гипновый; 6 — возраст по C14; 16—71, 17—71, 5—71 — разрезы

Рис. 17. Торфяные залежи болот вредала Мала-Сяк

Торфяная залежь имеет максимальную мощность 160 см и состоит из следующих слоев (разрез 6—71, см. рис. 17 и табл. 42): $O1_1$ 0—30 см — сфагновый слой, $O1_2$ 30—130 см — среднеразложившийся сфагновый торф, O2 130—150 см — нижний хорошо разложившийся торф (переходный), с остатками березы, сфагновых головок, осок и пушиц, со 150 см (C i 1) — серовато-сизая вязкая глина. Подобная торфяная залежь характерна для поймы 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 лесной подстилки мощностью около 15 см (разрез 5—71). Именно такая залежь была датирована по C^{14} на глубине 80—120 см; ее возраст равен 3270±60 лет (ИГАН-34), следовательно, торфяник 3 образовался в суббореальное время.

Изучение этих торфяников дает возможность представить историю заболачивания ареала Нань-Ях на протяжении значительного отрезка голоцена. По-видимому, болото Рямистое начало формироваться значительно раньше атлантического периода (бореал?); происходило постепенное заторфовывание ложбины стока. Болото Островистое (его название отражает обилие на нем незаторфованных «островов») еще представляло собой сушу, приуроченную к основной водораздельной поверхности, на которой заложен профиль.

Заторфовывание основной ложбины стока ареала Нань-Ях ухудшило дренаж в ее притоках, это ухудшение нарастало во времени.

Примерно через 2000 лет, в период, когда на окраине торфяника 1 мощность торфа достигала 130—140 см (формировался верхний слой низинного торфа), началось заторфовывание притоков основной ложбины стока. В суббореале стал развиваться торфяник 3. На первой стадии торфонакопления формировался еще хорошо разложившийся торф и, по-видимому, процесс его нарастания был замедлен (еще существовал какой-то дренаж).

Затем, судя по слабой разложенности торфа (его мощность 80 см), условия разложения резко ухудшились. По времени это совпало с началом субатлантического периода (2200 лет назад). По-видимому, начало заторфовывания долины притока, протекавшего по участку болота Островистого, также относится к началу — середине суббореального времени. Активизация заболачивания к началу последнего тысячелетия привела к распадению единой поверхности суши на разобщенные «острова», но их площадь первоначально была гораздо больше. В последнее тысячелетие значительно сократилась общая площадь «суши» в ареале Нань-Ях: увеличилась площадь торфяника 3, образовался торфяник 2, отчленивший часть суши и превративший ее в «остров»; окраина торфяника 1 вплотную приблизилась к этому «острову»; сформировалось болото Островистое.

Таким образом, в истории заболачивания ареала Нань-Ях выделяются три крупных временных рубежа: 1) середина атлантического периода — приближение болота Рямистого к центральному массиву суши (к его юго-восточному краю профиля); 2) начало суббореального периода — заторфовывание притоков, образование торфяника 3 и превращение основной сухопутной территории, пересекаемой профилем, в «надострова»; 3) вторая половина субатлантического периода — образование торфяника 2 и болота Островистого, отчленение расположенного на профиле «островка» суши, расширение площади всех болот в южной части ареала и активизация их влияния на окраины основного массива суши.

Почвенный покров ареала Нань-Ях типичен для среднетаежных территорий Западной Сибири, сложенных тяжелыми суглинисто-глинистыми отложениями (см. рис. 15 и 16). Его

общие особенности определяются плоским слабо расчлененным рельефом.

Одной особенностью почвенного покрова является формирование даже на наиболее повышенных элементах рельефа почв глеевого ряда — таежных дифференцированных глееземов. Они являются в условиях плоского рельефа как бы элементарным 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 заболачиваемости (глееземов болотных). Третья особенность заключается в том, что эти почвы имеют в своем профиле признаки таежного глеевого почвообразования (признаки дифференцированных глееземов). Это обусловлено активным вертикальным и горизонтальным ростом болот, в связи с чем современные болотные глееземы являются определенной стадией коррелятивного 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 сглаживает 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 подчиняется распределение почв.

Состав почвенного покрова в ареале Нель-Ях малокомпонентный. Автономные почвы развиты на повышенных рельефа, не испытывающих дополнительного увлажнения, они представлены таежными дифференцированными глееземами. В верхних и средних частях склонов в зависимости от их длины и уклонов могут формироваться разные почвы. Если склон имеет заметный уклон и протяженно его значительно, развиваются таежные торфянисто-перегнойные глееземы. Их профиль не имеет морфологически выраженного осветленного элювиально-глеевого горизонта, но аналитически он обнаруживается достаточно отчетливо. Поэтому правильнее их рассматривать в группе дифференцированных глееземов.

На очень пологих и коротких склонах (как в средней части изученного профиля, см. рис. 16) формируются таежные дифференцированные торфянистые глееземы. В условиях плоского рельефа они — замещающий аналог подзолисто-глеевых (или болотно-подзолистых) почв. Источником дополнительного увлажнения являются латеральные подтоки влаги по поверхности и по верхним горизонтам почвенного профиля, а также по длительно-мерзлому горизонту, т. е. это почвы поверхностного переувлажнения.

Выделяются и два варианта глееземов грунтового увлажнения. На нижних частях склонов, вблизи кромки молодых болот, развиваются таежные дифференцированные глееземы глубоко-

грунтово-глеевые. Основные горизонты их профиля очень сходны с горизонтами автономных глееземов, но глубже 1 м залегают почвенно-грунтовые воды (внедрившиеся болотные воды). Вторичное и, очевидно, недавнее появление их в профиле пока практически не сказалось на строении его основной части. Эти почвы по основным свойствам можно было бы рассматривать в группе автономных дифференцированных глееземов, но наличие почвенно-грунтовых вод заставляет разделять их.

В таежных дифференцированных грунтово-глеевых глееземах уровень грунтовых вод располагается в пределах 1 м от поверхности. Это также верховой подъем почвенно-грунтовых вод, связанный с ростом окружающих болот и внедрением болотных вод. Эти почвы представляют собой основной компонент почвенного покрова неторфованных «островов», окруженных болотами.

Следующая группа почв представлена почвами молодых болот с маломощной торфяной залежью: глееземами болотными торфянистыми — горизонт 0_T—30 см и торфяными — горизонт 0—30—70 (80) см. Последняя градация определяется тем, что деятельный слой болота имеет мощность 60—80 см и, следовательно, при подобной мощности торфяной залежи наступает, по существу, полное отключение минерального субстрата от сферы активного тепло- и влагообмена, т. е. исходящего и латерального перехода веществ и биологической составляющей ландшафта. При большей мощности залежи органо-минеральная почва превращается в целиком органогенную (торфяник).

Особенностью этой группы почв является наличие под торфяной залежью погребающихся под торфом профилей дифференцированных таежных 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 бурыми иловатыми гумусом и морфологически обезличиваются. Их трудно диагностировать и аналитически, так как профиль глееземов очень слабо дифференцирован по валовому и механическому составу. На продвинутых стадиях заторфованная 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 иловатыми гумусом верхней части минерального субстрата болот наблюдается в случае суходольного происхождения последних. В болотах, образовавшихся на месте водоемов, органогенная толща резко сменяется светлоокрашенной сизой или голубой минеральной породой. Возможно, что при заболачивании суходолов на первых этапах происходит мобилизация и активное иллювирование вещества из полуразложившейся и разложившейся частей подстилки и из почв, образующегося торфа. По-

этому мощность глеевой толщи, прокрашенной бурым гидрованным гумусом (5–30 см), в общем увеличивается при нарастании мощности торфяной залежи, но лишь до определенного предела, 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, само наличие бурых полуторных гумусных горизонтов в минеральном субстрате болот может служить диагностическим критерием происшедшего заболачивания. Это требует дополнительной проверки, и мы этим критерием не пользовались.

Характер торфонакопления в болотных глеезёмах различен. На сильно обводненных окраинах болот оно протекает с формированием евтрофного торфа (глеезёмы болотные низинные), при слабом обводнении или его отсутствии образуется мезотрофный торф (глеезёмы болотные переходные).

Остальные компоненты, входящие в почвенный покров, — это торфяники разной мощности и стадий развития, переходные и верховые. Во многих маломощных переходных торфяниках (горизонт О≤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 ареала Нань-Ях различен. Его северная часть (см. рис. 16) представляет собой водораздельную поверхность со слабым по рельефу, но довольно густым эрозионным расчленением, почвенный покров здесь мелкоконтурный. В соответствии с общим рисунком рельефа водораздельной поверхности в этой части ареала формируются округло-пятнистые, депрессионно-холмистые и древовидно-округло-пятнистые депрессионные сочетания (Программа 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 этих пор взаимосвязями между его компонентами. Вокруг заторфованных и заторфовывающихся понижений рельефа появляются округло-пятнистые депрессионные и кольцевые приболотные сочетания глеезёмов тяжелых дифференцированных торфянистых и глеезёмов болотных. На верхних и средних частях склонов, еще не испытывающих влияния болот, возникают округло-пятнистые аккумулятивные сочетания глеезёмов тяжелых дифференцированных, в разной степени гидроморфных, в зависимости от положения на склоне.

Таким образом, почвенный покров водораздельной части ареала Нань-Ях сейчас находится в стадии гетерогенизации (по Фридланду (1972)). Более простой по рисунку почвенный покров, состоящий из однородных контуров, взаимосвязанных

на этой территории в сочетании одного или двух типов, дробится под влиянием заболачивания на большее число разных типов сочетаний. Это одновременно приводит к уменьшению площадей, занимаемых менее гидроморфными сочетаниями, и к возрастанию их мелкоконтурности. Напротив, площадь более гидроморфных сочетаний увеличивается и соответственно размеры их контуров возрастают.

С увеличением степени гидроморфизма сочетаний минеральных почв увеличивается извилистость и общая длина их внешних и внутренних границ (между ЭПА почв, входящих в состав сочетаний). Это же отмечалось и для грунтового заболачивания в ареале Ситникио, но в целом извилистость и длина границ на легких породах значительно больше. В обоих ареалах подобный характер границ между сочетаниями и внутри них свидетельствует об их «непряженности» и связи с разрастанием площади более гидроморфного компонента.

На суглинисто-глинистых породах наибольшая напряженность границ наблюдается между глееземами таежными дифференцированными торфянистыми и глееземами таежными грунтового оглеения, с одной стороны, и глееземами болотными торфянистыми и торфяными — с другой. Именно на стыке этих почв наблюдается трансформация сочетаний-комбинаций с одновременной генетической связью в сочетания-комплексы и затем в комплексы, т. е. комбинации взаимосвязанных компонентов. Подобная же трансформация сочетаний в комплексы при заболачивании отмечалась и в ареале Ситникио. Таким образом, это является общей закономерностью гидроморфной эволюции почвенного покрова, свойственной как грунтовому, так и поверхностному заболачиванию.

В то же время в депрессиях и речных долинах водораздельной поверхности ареала Нель-Ях наблюдается уже стадия гомогенизации почвенного покрова: превращение в комплексы торфяных ранее разнообразных сочетаний глееземов таежных дифференцированных, глееземов таежных торфянистых, глееземов болотных и, по-видимому, различных пойменных почв, существовавших в понижениях рельефа на речных и озерных террасах.

В юго-западной части ареала болото Остроплотом и его периферической полосой с водораздела (см. рис. 16) — на фоне комплексов органогенных почв развиты «острова» минеральных почв. Они занимают наиболее высокие вершины увалов этой в прошлом водораздельной поверхности, в настоящее время на большей части площади погребенной под торфом в результате существенного заболачивания.

Общий рисунок почвенного покрова на этом участке формально можно отнести к градации округло-овальных аккумулятивных сочетаний (Программа почвенной карты СССР..., 1972). Однако генетически — это сочетание другого типа, связанное с разрастанием болота и погребением под торфом более

низких уровней водораздела и возвышенных над формирующейся поверхностью болота еще неторфяных наиболее высоких вершин водораздела, образующих «острова» суши. Наиболее возвышенные из них еще представляют собой округло-пятнистые аккумулятивные сочетания глеезем таежных дифференцированных (вершина) и глеезем таежных дифференцированных грунтово-глеевых (склон). Острова, менее возвышающиеся над поверхностью болота (1—2,5 м), превратились в сочетания-комплексы глеезем таежных дифференцированных грунтово-глеевых и глеезем болотных. Последние с развитием заболачивания превращаются в комплексы болотных глеезем и затем торфяников.

Общая структура почвенного покрова этого участка получила предварительное название «минерально-островная болотная»; так же назван сочетание-комплекс глеезем болотных переходных торфяных и глеезем таежных дифференцированных глубокоглеевых (наиболее тяжелых по уровню неторфяных «островов»). Этот участок находится в завершающейся стадии гомогенизации почвенного покрова. Очень извилистые и резкие границы «островов» по мере погружения их в торф становятся все более ровными и размытыми.

В юго-восточной части ареала — болоте Рямистом — развиты только комплексы торфяников; гомогенизацию почвенного покрова можно считать здесь завершенной.

Таким образом, три разных участка ареала Нань-Ях, по сути дела, представляют собой три последовательные стадии прогрессивного 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 (автометаморфоза). Прогрессивное саморазвитие почвенного покрова осуществляется по двум линиям: наиболее распространен поверхностный тип заболачивания и свойственный ему пространственно-временной ряд развития почвенных комбинаций. Локально, на окраинах сильно обводненных болот, развит почвенно-грунтовый тип заболачивания. Его особенностью является то, что последняя стадия заболачивания — торфообразование — наступает не в связи с поднимающимися почвенно-грунтовыми водами, а вследствие начавшегося поверхностного болотообразования, когда заболачивание становится смешанным (схемы 2 и 3).

И при том и при этом типе заболачивания на тяжелых породах число промежуточных стадий развития от автономной комбинации до болотной меньше, чем при почвенно-грунтовом типе заболачивания на легких породах. Этот путь сокращается, поскольку для создания условий для торфонакопления в автономном ряду необходима меньшая качественная трансформация почвенного профиля, чем в автономном полуряду. В то же время на тяжелых породах сокращается более короткий

Схема 2 Пространственно-временной ряд литогидроморфного развития почвенных комбинаций в условиях поверхностного заболачивания

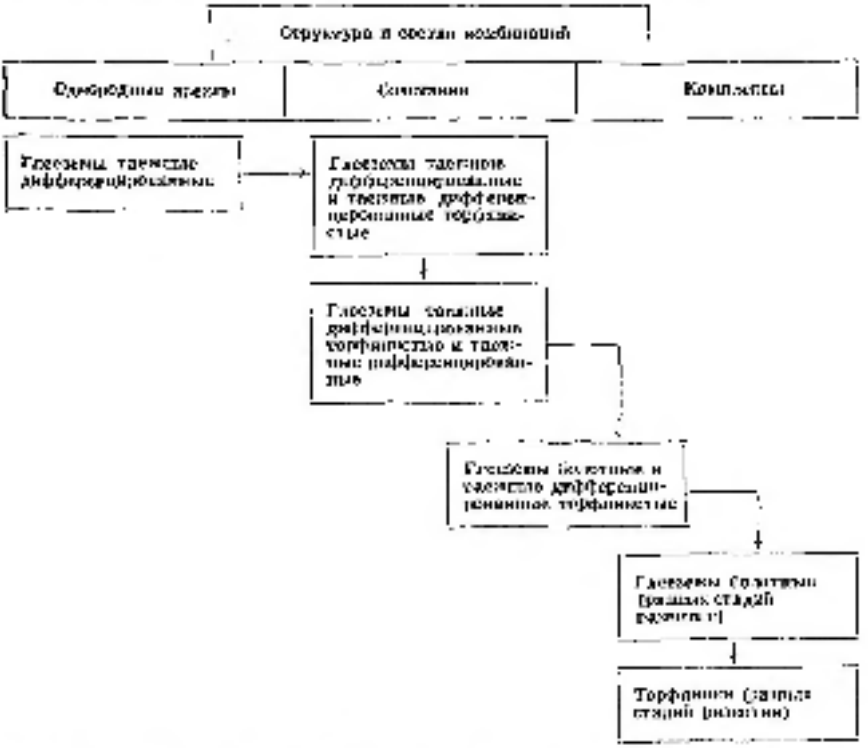
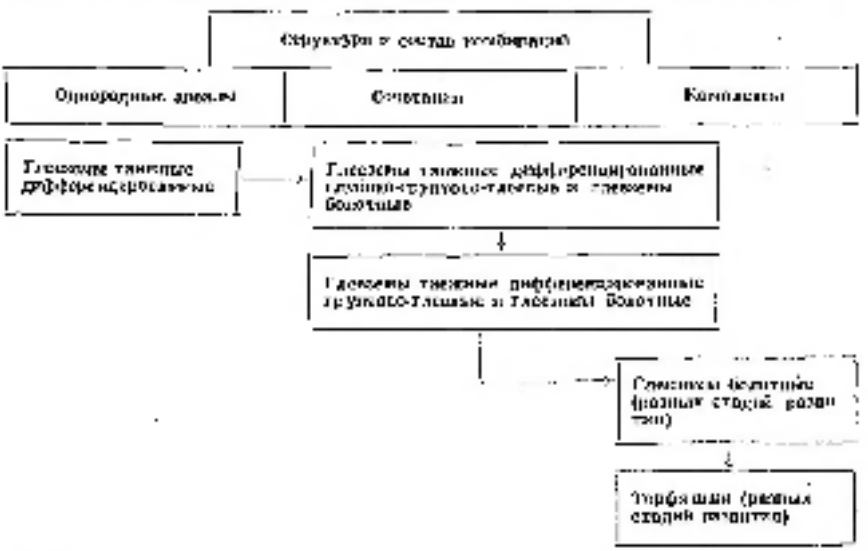


Схема 3 Пространственно-временной ряд литогидроморфного развития почвенных комбинаций в условиях группового и сплошного заболачивания



оказывается уже почвенно-грунтового (а на последнем этапе — смешанного) заболачивания, так как профиль плеоцена с горизонтом почвенно-грунтовых вод (независимо от глубины их залегания) уже «подготовлен» для заторфовывания и достаточно небольшого поверхностного подтопления, чтобы началось торфообразование.

Однако стадиально более короткое поррогидроморфное развитие не означает его большую скорость во времени. Последняя зависит от ряда факторов, важнейшие из которых скорость развития болотного массива и рельеф прилегающей части суводола.

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 брусничном коллективно-еловом лесу и представлена плеоценом таежным дифференцированным. Нижние почвы приурочены к центральной части торфяника 3 и представлены переходными среднеторфяными торфяниками. Общая протяженность катены 245 м, уклон местами 1°, максимальное колебание относительной 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 супераквальную (остальные разрезы). Элювиальная часть представлена элювиальным сектором (разрез 9—71, плеоцен таежный дифференцированный автономный) и трансэлювиальным (разрез 8—71, плеоцен 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 суглинистыми и торфянисто-подзолисто-плеоватыми (или плеоценовыми) почвами поверхностного увлажнения.

Элювиальная часть катены очень постепенно переходит в супераквальную, формирующуюся при дополнительном поверхностном подтоплении болотными водами, поступающими с торфяника 3. В супераквальной части катены выделяются трансэлювиально-гидроморфный сектор (разрез 7—71, плеоцен болотный торфянистый на пробувле плеоцена таежного) и гидроморфный (разрезы 6—71 и 5—71, переходные среднеторфяные торфяники). Эта часть катены неполная (усеченная), так как вследствие резкого нарастания рельефа между разрезами 7—71 и 6—71 не получает развития промежуточный сектор, которой могли бы представлять плеоцены болотные торфянные. Граница между двумя секторами супераквальной части катены наиболее резко выражена на всем протяжении, все остальные границы очень расплывчаты. Следует подчеркнуть, что граница между

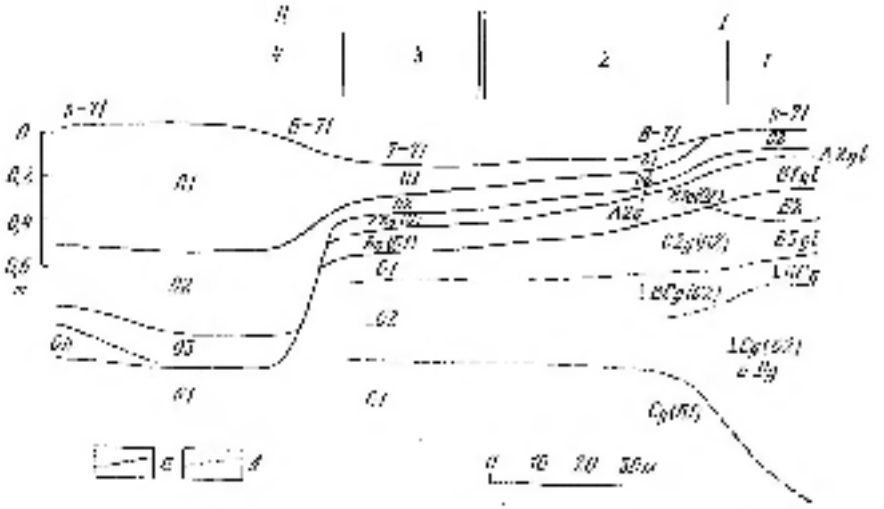


Рис. 18. Катена поверхностного заболачивания в зоне Нань-Ях

Часть катены: I — элювиальная, II — супераквальная. Символы катены, почвы и почвенные горизонты: *1* — элювиальный, глеевый торфяный дифференцированный, пихтово-кедровый лес брусничник-мелкотравно-зеленомошный; *2* — трансэлювиальный глеевый дифференцированный торфянистый, елово-кедровый лес кисличково-долгомошно-сфагновый; *3* — трансаккумулятивный гидроморфный, глеевый болотный торфянистый на профиле глеевый дифференцированный, сосново-кедровый лес багульниково-долгомошно-сфагновый; *4* — трансаккумулятивный гидроморфный, торфяник переходный среднемощный, кедровое болото сосново и березово-сосновое, осоково-пушицево-сфагновое; *а* — граница почвенных горизонтов, *б* — граница элементарных катен (секторы 2 и 3) в элювиальной (сектор 1; точки: 5—71, 6—71... — разрезы

двумя частями катены и плавно заканчивается в супераквальной части внедряются в элювиальную.

Уровень болотных вод в супераквальной части катены лежит вблизи поверхности. В трансэлювиально-гидроморфном секторе вертикальная мощность слоя этой болотной верховодки ограничивается верхним полуметром. Грунтовых вод не обнаружено. В элювиальной части катены отмечается поверхностное переувлажнение, связанное с тяжелым механическим составом почв, плохим дренажем и мерзлотным экраном.

Таким образом, изученная катена представляет собой полное внутрипочвенное сопряжение (Глазовская, 1973). Оно в «чистом» виде выражено в двух секторах элювиальной части катены. В супераквальной части обнаруживается не только нисходящий латеральный подток из элювиальной части, но и восходящий из более гидроморфного (торфяного) супераквального сектора в менее гидроморфный трансэлювиальный. Таким образом, латеральный поток влаги и вещества имеет здесь обратное направление. Он достигает границы между супераквальной и элювиальной частями катены, что и обусловливает языковатость границы.

Наличие обратного, или восходящего, латерального потока вполне закономерно: слабовыпуклая поверхность болота с разрезами 6—71 и 5—71 имеет то же относительное превышение над участком с разрезом 7—71, что и наиболее повышенный участок катены (разрез 9—71); более того, трансаккумулятивный сектор катены (разрез 8—71) в настоящее время находится на более низком относительном уровне, чем поверхность болота. Пока в напочвенном покрове и свойствах последнего не обнаруживаются признаки поверхностного подтопления болотными водами, вся не достигает этого участка. Но, очевидно, со временем подтопление не может не проявиться, что сдвинет границу супераквальной и элювиальной частей катены вверх по склону.

Таким образом, нашедшее выше разделение катены на части и секторы отвечает прошлым стадиям ее развития, а не современной. Последняя же характеризуется тем, что самый нижний супераквальный сектор и самый технически подготовленный на прошлых стадиях развития превратился благодаря вертикальному и горизонтальному росту торфа в элювиальную, генетически и технически самостоятельную часть катены. В настоящее время только трансаккумулятивно-гидроморфный сектор (разрез 7—71) представляет собой общую супераквальную часть, по сути дела, двух катен, возникших на месте одной катены: одна из них имеет верховую минеральную почву, другая — торфяник (или органогенную почву).

Геоморфологическое расположение этих двух катен с очевидностью свидетельствует о том, что катена с элювиальной почвой — торфяником, активно растущим и по вертикали и по горизонтали,— надвигается на катену с элювиальной минеральной почвой и может ее поглотить, 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). Направление движения этого латерального потока обратное, восходящее по отношению к минеральной катене и нисходящее по отношению к органогенной катене.

Необходимо обратить внимание и на характер пространственной неоднородности почвогрунтов разных частей и секторов катены. Мерзлые горизонты в первой половине июля 1971 г. (это было необычно жаркое и сухое лето) были обнаружены во всех минеральных почвах суходольных и заболоченных лесов, а также в почвах молодых суходольных неосвоенных болот (елесемы болотные торфянистые переходные). Исключение составляли только грунтово-глеевые елесемы незаторфованных «островков» среди болот, где мерзлые горизонты отсутствовали. Во всех почвах, в которых были обнаружены мерзлые горизонты, лед имел мелкокристаллическую форму и заполнял не все поры, поэтому мерзлая толща сохраняла относительную рыхлость и

легко вскрывалась лопатой; кристаллы льда быстро таяли на воздухе, следовательно, температура мерзлых горизонтов была близка к 0° С.

Наиболее высокое залегание (50—80 см от поверхности) верхняя граница мерзлоты занимает в почвах суходольных лесов (олиготрофные), здесь же зафиксирована и наибольшая мощность мерзлой толщи; нижняя ее граница обнаружена на глубине 240—250 см от поверхности; ниже лежит талый, слабо переуплажненный грунт. Можно предположить, что мерзлая толща не успевает протаять на всю глубину в течение теплого сезона и что верхняя ее часть является длительно-сезонномерзлой, а нижняя часть, возможно, представляет собой многолетнемерзлый слой.

Малая мощность этого слоя и его смыкание со слоем сезонного промерзания говорит в пользу того, что эта многолетняя мерзлота является новообразованной. Обусловлена она, по-видимому, общим ухудшением термического режима территории при заболачивании. Сами болота промерзают неглубоко и быстро оттаивают — это сезонномерзлые 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 разделяющих их суходолов.

В условиях средней тайги Западной Сибири, где многолетняя мерзлота вблизи дневной поверхности в целом отсутствует, но термический режим деятельного слоя крайне неустойчив, новообразование мерзлоты наблюдается в определенно экологических условиях. Подобные же условия создаются и на суглинистых суходолах в ареалах, где площади болот значительны.

Положение верхней и нижней границ мерзлой толщи изменяется в заболоченных лесах и по окраинам возобновившихся молодых суходольных болот (соответственно олиготрофные, грядово-мочажинные торфяно-болотные и олиготрофные болотные торфяно-болотные переходные): верхняя граница постепенно опускается (до 70—80 см от поверхности), а нижняя поднимается (до 130—150 см). Затем с увеличением заторфованности они сближаются, и в болотах мерзлые горизонты исключаются. Можно полагать, что в подобных местообитаниях мерзлота является длительно-сезонной, но в отдельные годы с наиболее холодным летом здесь могут оставаться ее перемычки.

Таким образом, заболачивание на тяжелых породах обусловливает своеобразную динамику мерзлотных условий. Первоначально, при умеренном расширении площади болот, длительно-сезонная и сезонная мерзлота на суходолах и заболоченных суходолах сочетаются с сезонной мерзлотой в болотах. С расширением площадей болот под суходольными лесами возникают острова многолетней мерзлоты; мерзлотный режим заболоченных лесов и болот остается прежним. На завершающей стадии заболачивания, когда участки суходолов превращаются в

островах среди болот (как на болоте Остров на профиле Нель-Як), их таежный летний режим почти выравнивается, многолетняя мерзлота вновь сменяется длительно-сезонной и затем талой.

Перейдем к описанию морфологических и химических свойств основных почвенных профилей, подтверждающих поверхностно-мерзлотное развитие катены.

Глееземы таежные дифференцированные

Эти почвы встречены в верхней части катены.

Разрез 9—71. Вершина увала. Березово-пихтово-кедровый лес брусничато-мелкотравно-зеленомошный. Редкий подлесок из рябины и шиповника. Мелкотравье — майник, седмичник, ландыш, грушанка. Местами кустарничковый.

О 0—11 см. Темно-бурая торфянистая подстилка, рыхлая, увлажненная, много корней, следы небольшого пожара. Переход резкий.

А2gl 11—16 см. Суглинок неравномерно-бурый, местами темные размытые пятна, непрочно-комковатый, очень рыхлый, много корней, увлажненный. Переход очень неровный, языками и затеками до глубины 25 см, по границе пятен.

В1gl 16—35 см. Суглинок ярко-бурый с ржавыми оттеками, местами сизоватые и ярко-ржавые пятна и разводы, неясно-комковатый, липкопластичный, много корней. Переход постепенный.

В2 *fg* 35—58 см. Суглинок бурый, следы отливов пят, сильно-пластичный, вязкий, много корней, прослеживается микрослоеватость. Переход очень постепенный.

В3gl 58—81 см. Тот же суглинок, сизовато-бурый. *Мелкие* сизоватые разводы появляются вдоль микрослоев, корней значительно меньше. Переход ясный.

1 Bfgl 81—92 см. Суглинок с яркой ржавой окраской по микрослоям, длительно-мерзлый, при оттаивании плывет, корни единичны. Переход резкий.

1 *Cg* (1Cg) 92—200 см. Суглинисто-глинистая толща пестрая ржаво-сизая, длительно-мерзлая, в нижних слоях лентовидно-слоистая, сложение очень неравномерное: призматовидные слои распадаются на ореховатые педы, вдоль слоев толстые диффузные налеты окислов Fe и более прочные, здесь же мелкие ледяные кристаллы. Граница по вырезам.

Cg 200—320 см. Тяжелый, в остальном аналогичен предыдущему.

Почва сформирована на литологически неоднородной толще. Явная смена пятна прослеживается на глубине 160—170 см (тяжелый суглинок — легкая глина); возможна также неоднородность толщи на глубине 102 см при смене среднего суглинка тяжелым. В любом случае литологические контакты размещаются в глубоких мерзлых горизонтах профиля и не могут сильно повлиять на процессы и свойства, присущие основным диагностическим горизонтам.

В морфологическом профиле прослеживаются отчетливые признаки элювиально-иллювиальной дифференциации, поверхностного оглеения и грубогумусной аккумуляции. Тип профиля: О2—А2gl—Bgl—B—Bg—C_k(Cg).

Подстилка торфянистая, ее мощность соответствует наиболее часто встречающейся средней мощности этих горизонтов в средне-таежных пуходольных лесах Западной Сибири (Караваева, 1973а).

Минеральный профиль имеет цветовые характеристики, свойственные подзолистым 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, отсутствие в нем плитчатости и незначительное осветление указывают на слабое развитие элювиальных явлений даже в такой маломощной толще. Этому горизонту всегда присуща рыхлость.

Самым ярким по окраске является горизонт B1g1. Его преобладающий рыжий тон свидетельствует о режиме восстановления и последующего кратковременного и не особенно выраженного окисления (охристые пятна), а отсутствие таких признаков, как увеличение плотности, утяжеление механического состава, кутаны на стенках пазов и пустот,— о слабо выраженных иллювиальных свойствах этого горизонта.

Наличие следующего по глубине горизонта B2, морфологически неоглеенного и подстилаемого вновь глеватыми и пестрыми горизонтами,— показывает, что в профиле этих почв существуют две формы поверхностного оглеения. Одна из них проявляется в верхних горизонтах и обязана теплообменной и гидрофильной подстилке. Вторая форма возникает в нижней части горизонта B и связана с тем, что фильтрация проникающей сюда сверху влаги затруднена благодаря плохой водопроницаемости нижних горизонтов профиля и породы, а в изучаемой почве, кроме того, благодаря наличию мерзлого экрана. Это создает глеватость нижних горизонтов профиля и обусловливает частое присутствие в них верховодки.

Тяжелые почвообразующие породы в средней тайге Западной Сибири всегда слабильно оглеены, что связано с их преимущественно озерно-аллювиальным генезисом, а в палеогеографическом и геоморфологическом аспектах — с отсутствием периодов развития территории (криотермических фаз, крайне кратковременных), на протяжении которых почвообразующие толщи успели бы освободиться от избытка влаги и аэрироваться.

В зависимости от степени дренированности каждой конкретной толщи стабильное оглеение нижних горизонтов профиля отмечается на разной глубине. Поэтому создаваемая над этим относительным водоупором глеватость (или оглеение) может сливаться с верхней надподстилочной оторфованностью или они могут быть разобщены по глубине, как в разрезе 8—71. Этот случай указывает на относительно лучшую дренированность почвенного профиля.

Величина pH (водного) очень постепенно увеличивается к нижним горизонтам, достигая значения около 5,0 на глубине примерно 1 м, т. е. в самой нижней части, практически не затрону-

Таблица 43. Свойства таежного дифференцированного глеезема *. Разрез 9—71

Горизонт	Глубина, см	pH		Неустойчивость, %	Гумус, %	Поглощенные катионы, считая на 100 г почвы				Al_2O_3	Fe_2O_3
		водный	солевой			Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	сумма	по Тюрину, %	
O2	0—11	4,5	3,5	48	73,23**	18,5	1,0	19,4	37,9	—	—
A2gl	11—16	4,8	3,7	66	7,5	4,2	2,1	12,7	18,0	0,50	0,73
B1g]	16—33	5,0	4,0	64	1,0	5,1	2,4	9,0	26,5	0,69	0,91
B2	33—45	5,0	3,9	58	0,8	4,0	1,3	8,0	13,3	0,37	0,57
	45—58	4,9	3,8	55	0,8	4,3	2,1	7,6	13,0	0,36	0,65
B3g(	58—71	4,8	3,7	62	0,5	3,6	1,2	7,4	11,8	0,73	0,93
	71—81	5,0	3,9	57	0,8	5,7	1,8	6,7	14,2	0,50	0,87
⊥BC2	81—92	4,9	3,7	51	0,4	4,5	1,5	6,7	13,0	0,58	0,92
⊥Cg	92—102	5,2	4,4	34	0,2	7,0	1,7	4,8	14,1	0,37	0,57
	102—120	5,3	4,2	20	—	0,7	8,5	4,0	20,2	—	—
	120—160	5,2	4,1	18	0,4	10,0	2,7	1,8	14,8	0,27	0,56
	160—180	5,7	4,5	6	—	13,8	7,2	1,4	22,2	—	—
	180—240	5,8	4,7	6	0,3	13,8	4,5	1,1	19,4	0,10	0,50
	240—280	5,8	4,6	14	—	15,8	4,5	2,7	19,6	—	—
	280—300	5,3	4,1	8	0,3	15,3	6,8	1,9	24,1	0,31	0,69

* Анализы Ю. М. Хорошиной, Л. Х. Иванова и Т. Х. Васильевой.

** Потеря при прокаливании.

той почвообразованием, pH не поднимается выше 5,8. Сумма поглощенных Ca^{2+} и Mg^{2+} очень невелика для суглинистого механического состава и почти не изменяется по профилю. Не увеличение наблюдается с глубины 102 см, уже в горизонте Cg, что может быть связано как с возможной литологической сменой слоев, так и с карбонатной аккумуляцией оснований из растворов, застаивающихся здесь над мерзлотой и в верхней части глеевой толщи породы. Сумма поглощенных оснований в целом распределена не по элювиально-иллювиальному, а по элювиальному типу. Поглощающий комплекс сильно ненасыщен до 102 см, ниже он ненасыщен слабо, но тем не менее в пределах 3-метровой толщи насыщенных горизонтов не обнаружен (табл. 45).

Иллювиальный гумус пронизывает минеральные горизонты на значительную глубину (около 80 см), но его заметное количество фиксируется только в горизонтах A2gl (2,5%) и B1gl (1%), ниже его содержание колеблется в пределах от 0,5 до <1%. Этот гумус глеевым образом фульватный, не содержащий оснований, поэтому он не оказывает влияния на емкость поглощения даже в верхних минеральных горизонтах, где его количество значительно. Следует отметить, что горизонт A2gl этих почв обычно имеет серовато или буровато оттенок, связанный с иллювиально-гумусовым прокрашиванием.

Таким образом, наиболее мобильные свойства этой почвы свидетельствуют о том, что ее минеральная масса на значительную глубину равномерно выщелачивается и обогащается в связи с этим сильно разрушенным поглощающим комплексом, а также что имеет место пленочное почвенное окрашивание гумусом. Характерно очень монотонное элювиальное распределение этих свойств, отсутствие сколько-нибудь выраженных иллювиально-аккумулятивных горизонтов. Последние появляется только в верхней части почвообразующей породы.

Рассмотрение более устойчивых (консервативных) свойств дает представление об интегральном результате длительных современных и (или) прошлых процессов, действующих в почвенной толще. Механический состав и распределение по глубине наиболее подвижной илистой фракции различаются малозначительно, значительные колебания в ее содержании отмечаются только в местах возможного (102 см) или четкого (160 см) литологического контакта. В верхней однородной толще колебания в содержании ила составляют всего 4%. Горизонт B1gl содержит ила на 3% больше, чем элювиальный горизонт A2gl, это перераспределение илистой фракции можно оценить как крайне слабое. Второй максимум ила приурочен к верхней части длительномерзлой толщи, горизонту BCg (табл. 44).

Валовой состав мелкозема этой почвы также весьма однообразен; это относится не только к верхнему однородному суглинку, но и к лежащей ниже толще, где прослеживаются один или два других литологических слоя. Их присутствие очень сла-

Таблица 44. Механический состав тяжелого дифференцированного глееземa*, %. Разрез 8—71

Горизонт	Глубина, см	Потеря от прокаливания, %	Плотный остаток после кипячения в HCl, %	Размер частиц, мм						
				1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,005	< 0,01
A2gl	11—16	2,53	5	0	12	45	8	10	19	37
B1gl	18—35	2,78	4	0	15	42	9	8	22	39
B2	35—48	2,95	5	0	15	45	5	9	24	37
	58—58	3,21	4	0	18	45	7	8	32	35
B3gl	58—71	3,17	2	0	13	48	5	7	20	32
	71—81	3,23	2	0	13	48	5	9	26	37
⊥BCgl	81—92	3,31	5	0	13	46	6	7	33	36
⊥Cg(Dg)	92—102	3,36	3	0	15	49	6	5	18	30
	102—120	3,41	6	0	10	39	9	7	29	45
	120—160	3,45	5	6	10	34	9	8	24	41
	160—190	3,25	5	0	4	50	14	3	31	50
	190—240	3,25	5	0	5	38	16	8	25	50
Cg	240—270	3,27	6	0	7	38	17	4	28	49
	270—300	3,17	4	0	11	34	16	5	30	51

* Аналитик Ю. М. Колесова.

бо выражено в валовом составе; можно сказать, что по химическому составу 3-метровая толща является практически однородной. Следует отметить, что по валовому содержанию R_2O_3 и RO элювиальный и плювиальный горизонты профиля не различаются. Очень слабое увеличение в содержании R_2O_3 (в пределах 1—1,5%) наблюдается в нижних горизонтах профиля: по Fe_2O_3 — это горизонт BCg, по Al_2O_3 — горизонт B3gl (табл. 45). Над предполагаемым литологическим контактом (102 см) выражен элювиально-глеевый вынос Fe_2O_3 и отчасти Al_2O_3; зона надконтактного обогащения Fe_2O_3 прослеживается в валовом составе мелкозема и ила, в интервале 1 мм.

В валовом составе илистой фракции обнаруживается небольшая элювиально-иллювиальная дифференциация между горизонтами A2gl и B1gl; ил в первом в небольшой степени обогащен кремнеземом кварца и обеднен Fe_2O_3 и Al_2O_3 (табл. 46). Таким образом, осветление горизонта A2gl обеспечивается в основном элювиированием гидроокисей железа из наиболее тонких фракций, а также выносом гуминово-гумусовых соединений. Такое же элювиально-иллювиальное перераспределение между горизонтами A2gl и B1gl наблюдается и у оксалатно-растворимых R_2O_3. Их содержание в лежащей ниже толще достаточно однородно; количество оксалатно-растворимого Fe_2O_3 заметно возрастает в горизонте BCg и затем резко сни-

Таблица 46 Валовой состав таежного дифференцированного элювозема, % на прокаленную почву*. Разрез 9—71

Элемент	Глубина, см	Потери при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	K_2O	Сумма
A2gl	11—18	8,54	76,55	13,30	4,26	1,98	0,71	99,75
B1gl	18—35	6,83	75,82	13,50	4,82	2,00	0,50	98,87
B2	35—48	6,05	75,20	13,75	4,90	2,06	0,73	98,50
	48—58	5,40	75,56	13,29	4,16	2,00	0,66	98,65
B3g1	58—71	5,43	75,64	13,00	4,43	1,96	0,57	98,30
	71—81	5,50	75,38	11,16	4,70	2,01	1,67	97,42
⊥BCg	81—82	6,18	74,11	13,77	5,74	1,82	1,82	98,46
⊥Cg(Dg)	82—102	4,82	75,64	12,55	3,73	1,86	0,64	97,15
	102—120	6,30	73,91	10,80	4,79	1,86	1,67	95,58
	120—160	4,75	74,45	13,08	4,14	1,87	1,35	99,47
	160—180	6,30	72,90	14,40	5,61	1,23	1,50	99,39
	180—240	5,62	74,01	10,52	5,00	1,77	1,52	98,49
Cg	240—260	6,22	73,83	13,15	4,83	1,72	1,49	99,05
	260—300	6,10	73,50	13,44	5,05	1,80	1,54	99,33

* Анализы Д. Г. Лапшина.

жается над литологическим контактом, где уменьшается и количество оксалатно-растворимого Al_2O_3.

Таким образом, элювиально-иллювиальная дифференциация изученной почвы по перераспределению веществ и по глубине очень слабая. Она выражается в приповерхностном перераспределении в основном аморфных R_2O_3 и очень слабо — по распределению ила. В результате формируется маломощный горизонт A2gl; его осветление обеспечивается незначительным выносом гидроксилов железа из мелкозема в целом (слегка глеек с более крупных частиц), но главным образом из тонких фракций почвы (Зайдельман, 1974). Это незначительное перераспределение R_2O_3 осуществляется на фоне общего элювирования SiO_2, R_2O_3, RO и гумуса из почвенной толщи, которая до литологического контакта вся имеет элювиальный характер (с небольшой надконтактной и надмерзлотной аккумуляцией).

Слабая выраженность элювиально-иллювиальной дифференциации и ее приповерхностный характер позволяют рассматривать ее как современный процесс. Другие, также современные процессы — это грубогумусная аккумуляция, палевизирование подвижного гумуса, оглеватость преобладающей части почвенной толщи и слабовыраженное ожелезнение ржавых гипанов кровли и породы.

Данные изучения таежного дифференцированного элювозема, как и других почв суглинисто-глинистых водоразделов средней тайги Западной Сибири, позволяют рассмотреть вопрос о харак-

Таблица 48 Валовой состав илистой фракции таежного дифференцированного элювия, % на прокаленную навеску *. Разрез 8—71

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Сумма
A2gl	11—16	18,19	58,38	22,53	10,91	3,12	1,57	96,34
B1gl	16—35	17,39	55,45	23,88	13,38	3,15	1,88	96,57
B2	35—45	16,70	57,60	24,48	12,13	2,86	1,53	97,06
	45—58	16,15	58,89	23,79	11,60	2,58	2,16	96,70
B3gl	58—71	16,31	57,56	23,80	11,90	3,11	2,22	96,51
	71—81	16,39	56,08	23,77	12,68	2,68	2,41	96,38
⊥BCg	81—92	16,34	56,16	22,58	12,47	3,70	2,43	96,38
⊥Cg(Dg)	92—120	15,80	56,52	23,64	11,41	3,00	2,38	96,49
	120—180	15,74	55,27	23,17	11,53	3,10	2,43	95,76
	180—240	15,80	58,21	22,10	10,40	3,10	2,55	96,47

* Аналитик Д. Г. Лепская.

тере предшествовавших этапов почвообразования в голоцене. Пятнистых признаков более активного почвообразования, которые можно было бы связывать с более теплыми биоклиматическими условиями (южная тайга, подтайга), в подобных почвах мало лет; такими признаками должны были бы быть отчетливая и достаточно глубокая элювиально-иллювиальная дифференциация и, вероятно, следы гумусово-аккумулятивного процесса. Напротив, профиль этой почвы, как и других подобных ей почв, указывает, что предшествовавшие периоды почвообразования в голоцене могли быть более суровыми по термическому режиму, чем современные.

Следует напомнить, что до образования болот и понижений рельефа и заторфовывания речной сети дренаж этой территории и термический режим в ее пределах были более благоприятными, даже если допустить неизменность общей биоклиматической обстановки с начала голоцена. Между тем по палеогеографическим построениям на изученной территории было выражено два периода оптимальных биоклиматических условий, теплых и влажных: бореал (8 тыс. лет назад) и вторая половина атлантического времени (верхняя граница 4500 лет назад). Позже наблюдалось прогрессирующее похолодание, захватывающее и современный период.

Таким образом, заметная элювиально-иллювиальная дифференциация почв на плоских суглинисто-глинистых водоразделах средней тайги Западной Сибири могла проявляться в бореальное время и во вторую половину атлантического. Она должна была быть выражена в гораздо большей степени, чем наблюдаемая в настоящее время, так как ей благоприятствовал не только климат, но и значительно лучшие условия дренирования — ограниченное развитие болот. Тем не менее признаки голубого,

более активного почвообразования в почвах суглинисто-глинистых среднетаежных водоразделов отсутствуют.

Объяснять это тем, что существовавшие в бореальном и атлантическом периодах в средней тайге Западной Сибири текстурно-дифференцированные почвы были уничтожены в в результате интенсивной денудации, нет оснований. В условиях крайне выположенного рельефа денудация, особенно под лесной растительностью, слабо выражена. В южной тайге на таких плоских поверхностях сохранились ненарушенные профили почв со вторым гумусовым горизонтом, которые большей частью датируются атлантическим периодом, а элювиальные образования — бореальным. Более того, в условиях значительно большего расчленения рельефа и, следовательно, более интенсивной денудации на Русской равнине хорошо сохранились подзолистые почвы, сформировавшиеся в атлантический период (Таргульян и др., 1974).

Можно предложить следующее объяснение: подобные почвы не формировались в голоцене на этой территории, поскольку климатические условия не способствовали этому, по-видимому, ни на одном из предшествовавших этапов. Это в полной мере относится к атлантическому 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 элювиально-глеевого ряда с мощностью кислой элювиальной толщей. На определенном этапе развития подобного почвообразования должна произвергаться элювиально-иллювиальная дифференциация гидроокислов железа и алюминия; трудно сказать, когда это может произойти, так как это свойство относится к числу мобильных.

Мы не будем приводить здесь более детальную характеристику таежного дифференцированного гленезема, так как свойства подобных почв уже были нами описаны ранее (Караваева, 1973а) и изученный разрез практически не несет дополнительной информации.

Заканчивая описание рассматриваемых почв, остановимся на их классификационном положении и номенклатуре. Подобные почвы Западной Сибири всегда выделялись в типе подзолистых почв, в последнее время — как особый фациальный подтип (Почвенно-географическое районирование СССР, 1962; Уфимцева, 1974). Таким же осталось их таксономическое положение и в последнем руководстве по диагностике почв СССР (Классификация и диагностика почв СССР, 1977).

Была сделана попытка отделить эти почвы от суглинистых подзолистых почв ввиду отличия их основных диагностических признаков. В соответствии с представлением о них как о почвах особого генетического типа или особого подтипа в типе глеевых мерзлых почв эти почвы получили предварительные названия: подзолисто-элювиально-глеевые в типе таежно-поверхност-

по-глеевых почв (Долгова, Гаврилова, 1971); подзолистые элювиально-глеевато... почвы с однородным типе (Караваева, 1973б); кислые элювиально-глеевые дифференцированные — особый тип (Караваева, 1973а); последнее название, по-видимому, относительно точно отражает генетическую сущность этих почв. В процессе работы над почвенной картой СССР (Программа почвенной карты СССР..., 1972) названия подобных почв было изменено, их стали именовать «глееземы таежные дифференцированные (и оподзоленные)». Последнего названия мы и придерживаемся в настоящем исследовании.

Глееземы таежные дифференцированные торфянистые

Эти почвы формируются в трансэлювиальном секторе элювиальной части катены. Для этого сектора характерно добавочное увлажнение, создаваемое латеральным потоком влаги по поверхности почвы и в ее надмерзлотной толще. Можно полагать, что этот участок еще не испытывает дополнительного увлажнения от болота, хотя близость кромки последнего не исключает такого влияния. Если последнее имеет место, то этот сектор следует рассматривать как трансэлювиально-супераквальный сектор супераквальной части катены.

Разрез 8—71. Елово-кедровый лес с березой, напочвенный покров хвощево-долгомошно-сфагновый. Местами брусника и ягель. В 10—15 см от кромки болота, северный очень пологий склон.

О1 0—3 см. Неразложившаяся долгомошная подстилка, очень влажная, с прослоями корешков. Переход ясный.

О2 3—19 см. Торф слабо-бурый кустарничково-долгомошный подстилка, очень влажная, горелая (с этой связана ее пониженная мощность), много углей. Переход резкий.

А2g 19—26 см. Тяжелый суглинок, пятнисто окрашенный: на светло-серо-бурых фоне бледно-рыжие пятна, сизые разводы и черные пятна от жара; бесструктурный, рыхлый, очень влажный, много корней. Переход постепенный.

В1g 26—47 см. Тяжелый суглинок, пятнисто-окрашенный: на рыжем фоне сизые пятна и разводы; ореховато-плитчатый, много корней, почти сырой. Переход постепенный.

В2g 47—82 см. Тяжелый суглинок, с преобладанием рыжих и сизых пятен и разводов, ясная тенденция отделяться гарей, корни единичны. Переход по кирпичу.

2BCgr 82—150 см. В общем сходен с вышележащим, но длинными трещин, обильные точечные железо-марганцевые конкреции. Переход резкий.

Cg 150—180 см (200). Тяжелый суглинок, почти равномерной сизо-бурой светло-бурой окраски, тонкослоеватый, тяжелый, сырой.

Общие особенности морфологии этой почвы заключаются в наличии мощной подстилки и в довольно сильном оглеении всего профиля; на глеевом фоне проявляется цветовая дифференциация на элювиальный и иллювиальный горизонты. Характерна двухслойность подстилки: верхний ее слой долгомошного

состава развивается по аналогии, элементарному слою подстилки переувлажненного леса. Это позволяет предполагать, что эта почва ранее формировалась в экологических условиях, сходных с условиями формирования автономного глеезема разреза 9—71. Эти почвы, возможно, были не аналогичны, но близки: разница относительных высот расположения обоих разрезов составляет всего 10 см.

Сейчас участок, где заложен разрез 8—71, представляет собой сильнозаболоченный лес. Рассматривать этот ландшафт как стадию восстановления после пожара нельзя, так как он постепенно сменяется болотом; пожар возможен, сыграл роль лишь в усилении гидроморфности. В слое подстилки сфагновый торф пока не отлагается, хотя сфагны преобладают в моховом покрове; очевидно, сфагновая стадия будет следующей в развитии органогенного горизонта.

Таким образом, двухслойное строение подстилки свидетельствует о нарастании гидроморфности этой почвы. Поскольку в условиях кустарничково-зеленомошного напочвенного покрова степень оглеения (глееватости) преобладающей части минерального профиля незначительна, современное сильное оглеение всех минеральных горизонтов можно рассматривать как вторичное явление, возникшее в результате прогрессирующего увлажнения этого участка. Последнее связано с ростом торфяника 8 и ухудшением условий оттока влаги со склона.

Элювиальный горизонт профиля (A2g) имеет практически ту же мощность, что и в разрезе автономного глеезема, что также позволяет предполагать сходство их профилей в период существенного развития разреза 8—71. Вся толща горизонтов В является сейчас глеевой (G 2); индексы B1g, B2g, и т. д. введены условно, с целью облегчить сравнение этих почв с автономным глееземом.

Разрез 8—71 вскрывает однородную толщу крупнопылеватого тяжелого суглинка. Весь почвенный профиль и порода кислые и ненасыщенные. Следует отметить, что по сравнению с автономным глееземом верхняя толща описываемых почв до глубины около 50 см несколько более кислая, а горизонт A2g значительно более ненасыщенный. В то же время эти признаки развиты в меньшей по мощности толще, чем в автономном глееземе, что следует связывать с ухудшением условий вертикальной фильтрации растворов при усилении оглеения. Емкость поглощения отличается большей величиной и большей суммой поглощенных оснований по сравнению с автономным глееземом ввиду более высокого содержания илистой фракции. Наблюдается отчетливое обеднение поглощающего комплекса основаниями в элювиальном горизонте и увеличение их содержания в горизонтах В.

В профиле глеезема слежного дифференцированного торфянистого в более сильной степени, чем в автономном глееземе, отражено накопление подвижного бесцветного гумуса. Оно распространяется до глубины 43 см и связано с нарастанием

гидроморфизма и увеличением мощности оторфованной подстилки.

Механический состав профиля почвы очень однороден. Отмечается некоторое приповерхностное перераспределение илистой фракции — в горизонте A2g ее на 3% меньше, чем в горизонте B1g. Это можно расценить как очень слабое перераспределение, не свойственное подзолистым суглинистым почвам (табл. 47 и 48).

По валовому составу элювиальный 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 заметно обеднены валовым Fe_2O_3 по сравнению с аналогичными горизонтами автономного ряда, хотя по содержанию этого окисла в породе оба разреза близки. Максимум валового Fe_2O_3 приурочен к горизонту B2g, лежащему под длительно-мерзлым экраном. Он обеспечивается, как можно полагать, не только вертикальным выносом Fe_2O_3, но и его латеральным подтоком по длительно-мерзлому экрану и последующим осаждением. Разрез 8—71 расположен вблизи сингенетично-инфильтрационного барьера кальция и в месте взаимодействия латеральных растворов элювиальной части и болотных вод ее супераквальной части. Валовой Al_2O_3 распределен по профилю в общем достаточно равномерно (табл. 49).

Аморфные R_2O_3, несмотря на бо́льшую степень выветривания, содержатся в разрезе 8—71 в меньших количествах, чем в автономном глееземе. Вместе с обеднением верхних горизонтов валовым Fe_2O_3 это свидетельствует о трансэлювиальном характере этого профиля. По аморфным R_2O_3 отмечается небольшая элювиально-иллювиальная дифференциация между горизонтами A2g и B1g, что свойственно этим почвам.

Следует обратить внимание и на валовое распределение RO в поверхностных минеральных горизонтах (A2g и B1g). Они оказываются заметно обедненными MgO (это выявляется и в валовом составе ила). По-видимому, это свойство обеспечивается определенной кислотностью трансформации в глинистой части почв, возможно, разрушением хлоритовых минералов и потерей Mg; тенденция к подзолистой трансформации в верхних горизонтах этих почв уже отмечалась нами ранее (Караваева, 1973а). Верхние минеральные горизонты отличаются наибольшим содержанием валового CaO. Причина этого не совсем ясна.

По валовому составу ила элювиальный горизонт характеризуется слабым обеднением R_2O_3 и относительной их аккумуляцией в горизонте B1g (табл. 50).

Рассмотренный разрез 8—71 представляет собой первый член в ряду поверхностного заболачивания автономного глеезема. Поскольку свойства автономных глеземов достаточно варьируют, нет уверенности в том, что разрезы 8—71 и 9—71 были вполне идентичны до нарастания гидроморфизма в первом разрезе. Тем не менее некоторые отличия свойств этого разреза

Таблица 47. Механический состав торфяного дифференцированного торфяного плавня*, %. Разрез 8—71

Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Потеря при обработке HCl	Размер частиц, мм						
				1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
A2g	19—26	3,25	4	0	12	39	40	9	26	45
B1g	26—43	3,17	5	0	8	33	10	9	28	48
Cg	43—60	2,75	4	0	8	39	40	12	27	50
	60—72	2,13	3	0	12	39	40	8	26	48
	72—82	2,79	5	0	12	40	10	6	27	43
⊥BCg1	82—110	3,17	4	0	12	40	9	8	27	44
	110—130	3,21	5	0	10	41	9	6	28	43
Cg	130—165	3,30	5	0	8	40	9	8	30	47
	165—180	3,61	8	0	8	40	10	6	30	46

* Анализы Ю. Н. Колобова.

Таблица 48. Свойства таежного дифференцированного торфяного плавня*. Разрез 8—71

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	Поглощенные катионы, мг-экв на 100 г почвы				Насыщенность основаниями, %	Al_2O_3	Fe_2O_3
		водный	солевой		Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	сумма		по Тюрину, %	
O1	0—10	4,0	3,3	91,29**	15,7	7,5	38,8	62,0	63	—	—
O2	10—19	4,4	3,2	94,76**	12,9	7,6	37,2	58,2	65	То же	То же
A2g	19—26	4,7	3,6	2,5	5,7	2,4	35,5	41,6	20	0,38	0,32
B1g	26—43	4,7	3,5	1,6	5,4	4,3	11,4	25,7	41	0,43	0,78
B2g	43—60	4,8	3,6	0,3	9,2	4,3	9,0	22,7	40	0,49	0,60
	60—72	5,3	4,1	0,3	9,1	4,2	8,0	21,3	37	0,36	0,40
	72—82	5,2	4,3	0,5	7,5	4,3	6,6	18,7	35	0,36	0,48
⊥BCg1	82—110	5,2	4,0	0,4	9,1	4,3	3,6	16,1	18	0,24	0,47
	110—130	5,3	4,1	0,3	12,0	4,3	1,8	19,1	10	0,15	0,24
Cg	130—165	5,4	4,3	0,4	9,6	7,1	1,8	18,1	10	0,15	0,28
	165—180	5,3	4,1	0,4	10,6	5,4	1,6	17,3	9	0,15	0,53

* Анализы Ю. Н. Колобова, Л. А. Иванова, Т. К. Большаковой.
** Потеря при прокаливании.

можно уверенно связать с начавшимся поверхностным заболачиванием, а некоторые — лишь предположительно.

Начавшееся поверхностное заболачивание способствовало усилению оглеения почвенного профиля, стимулировало начало торфонакопления по фону лесной растительности, усилило интенсив-

Таблица 49. Валовой состав таежного дифференцированного торфянистого глеезема, % на прокаленную почву*. Разрез 6—71

Горизонт	Глубина, см	Потери при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Сумма
A2	10—20	8,72	70,40	13,11	3,31	2,11	0,32	95,48
B1g	20—43	7,94	74,50	14,06	3,76	1,97	0,95	95,43
B2g	43—60	6,17	73,91	13,83	5,16	1,26	1,48	95,81
	60—72	5,06	75,25	14,35	3,15	1,56	1,70	97,01
	72—82	5,37	73,20	14,62	4,61	1,80	1,61	96,07
⊥BCgn	82—110	5,43	73,07	13,99	5,28	1,72	1,38	94,92
	110—150	5,56	73,38	14,93	4,63	1,70	1,67	96,20
Cg	150—165	5,52	73,40	14,36	4,70	1,73	1,66	95,88
	165—180	5,05	73,49	15,21	4,01	1,67	1,71	96,09

* Аналитик Т. А. Тюленева.

Таблица 50. Валовой состав илистой фракции таежного дифференцированного торфянистого глеезема, % на прокаленную навеску*. Разрез 6—71

Горизонт	Глубина, см	Потери при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Сумма
A2g	10—20	18,80	59,59	21,38	11,75	2,00	1,94	98,75
B1g	20—43	17,06	55,96	23,42	12,61	2,20	2,40	96,81
B2g	43—60	15,57	59,07	24,32	11,62	2,41	2,43	97,74
	60—72	15,35	59,72	24,31	11,63	2,55	2,44	97,84
	72—82	15,44	59,48	23,43	12,61	2,20	2,57	96,09
⊥BCgn	82—110	15,45	59,40	22,63	13,57	2,38	2,91	97,01
	110—150	15,10	61,57	18,34	12,62	3,10	2,13	96,76
Cg	150—165	15,11	58,45	23,43	13,08	3,30	2,61	97,67
	165—180	15,05	59,72	24,86	12,15	2,50	2,55	98,24

* Аналитик Д. Г. Дьячкова.

ность элювиально-гумусового процесса. Характер изменения в распределении различных минеральных компонентов в профиле интерпретировать трудно, так как и при автономном развитии они могли быть распределены иначе, чем в разрезе 9—71; гидроморфы, развивающейся на склоне, всегда получают добавочное количество влаги и вещества латеральных путей. По-видимому, минимум валового Fe_2O_3 в горизонтах A2g и B1g и его максимум в горизонте B2g, общее обеднение профиля оксалатно-растворимыми R_2O_3 также следует связывать с началом заболачивания, с резким усилением элювиально-глеевого вертикального и бокового выноса железа, создающим окислительно-восстановительного барьера в толще этой почвы на некоторой глубине в связи с приближением границы болота.

Эти почвы по характеру и степени развития элювиально-иллювиальной дифференциации профиля мелкая отнести к почвам подзолистого суглинистого (подзолисто-глеевого) ряда. В последней диагностике почв СССР (Классификация и диагностика почв СССР..., 1977) они фигурируют как один из подтипов болотно-подзолистого типа. Мы их рассматриваем в качестве самостоятельного подтипа в типе глееземов таежных дифференцированных; ранее они описывались нами (Карпачевский, 1973а) в тех же рядах, но под названием «торфянисто-подзолистые элювиально-глеевые».

Глееземы болотные торфянистые

Эти почвы развиты в трансэлювиально-гидроморфном секторе супераквальной части катены. Выше указывалось, что в настоящее время фактически один этот сектор катены характеризуется супераквальными условиями, так как торфяный гидроморфный сектор имеет тенденцию к превращению в элювиальный. Интересной особенностью этого сектора является его развитие в нижней части минерального склона, вблизи уступа, примыкающего к ранее дренированному, а теперь заторфованному понижению — руслу водотока. Заболачивание супераквальной части изучаемой катены началось именно с этого участка.

Разрез 7—71. Сильнозаболоченный ягелевый березово-сосново-кедровый лес 120—150 летнего возраста. Подрост ель и кедр. Напочвенный покров кустарничково-долгомошно-сфагновый. Хорошо выражен биогенный бугристый микрорельеф с отметками 20—40 см. Хвощ и сфагнум приурочены в основном к микропонижениям, на бугрях долгомошник, багульник, брусника, черника.

O_1, 0—10 см. Сплетено-долгомошный очес.

O_2, 10—24 см. Неразложившийся сфагново-осоковый торф, сырой, слоистый.

O_2 24—32 см. Черно-бурая торфянистая суглинисто-зеленомошная подстилка, сырая, следы гиф. Переход ровный.

AE_g 32—42 см. Тяжелый суглинок, серовато-светло-бурый с белесыми оттенками, довольно рыхлый, влажный. Переход заметный. Этот и следующий горизонты пронизаны корневищами, являющимися производными от горизонтами O.

G_{1g} (AE_g или B_1g). 42—55 см. Тяжелый суглинок, сизо-серый, светлый, влажный. Переход ясный.

G_{2_1} 55—75 см. Глина, голубовато-сизая с яркими мелкими ржавыми пятнами, сырая. Переход ясный.

G_{2_2} 75—132 см. То же глина, но ржавых пятен меньше и их окраска бледная, двуцветно-мраморная.

G_3 132—200 см. (дно). Глина бледно-сизая с отдельными редкими темно-ржавыми пятнами, тяжелая, отслоивалась; кливу глинистая плита местами почкевато.

Почва сформирована в однородной тяжелосуглинисто-глинистой толще. Утяжеление механического состава книзу до легкой

глины происходит постепенно, сомнения в литологической однородности толщи не возникает.

При анализе морфолого-химических свойств этой почвы следует иметь ввиду, что они могут отражать три этапа ее развития: 1) современный — в условиях сильнозаболоченного леса, почти болота; 2) предшествовавший — в условиях леса в первой стадии заболачивания, аналогичного по экологии елово-кедровому лесу, в котором заложен разрез 8—71; 3) самый ранний — в условиях в той или иной мере заболоченного леса, но при благоприятном дренаже (до развития заболачивания на этом участке).

Общие черты морфологии этой почвы — очень сильное оглеение минеральных горизонтов, особенно верхних, и достаточно развитая стадия торфонакопления (24 см гидрофильного торфа). По этим признакам почва и отнесена к глееземам болотным. Вместе с тем пахотная часть органогенного горизонта представлена кустарничково-зеленомошной подстилкой, а в минеральном профиле, под подстилкой, на фоне сильного оглеения все же достаточно отчетливо диагностируется осветленный горизонт A2g мощностью 10 см. Лежащие ниже торфяного очень сильно трансформированы оглеением, поэтому их диагностирование только по морфологии затруднительно. Однако верхняя часть слоевой толщи (42—55 см) явно отличается по осветленности, равномерности окраски и механическому составу от лежащих ниже глеевых горизонтов и, возможно, также представляет собой часть элювиальной толщи бывшей лесной почвы.

Таким образом, даже морфология изучаемой почвы искривляет ее полигенетичность: один из предшествовавших этапов развития, по-видимому, протекал в ландшафте незаболоченного или слабозаболоченного леса, со свойственным этим условиям образованием осветленного элювиального горизонта. Двуслойность органогенного горизонта хорошо выявляется и аналитически — погребенная лесная подстилка имеет большую зольность и более выщелочена от оснований, 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 суммы поглощенных Ca^{2+} и Mg^{2+} и степени ненасыщенности почвопоглощающего комплекса основаниями. Следует отметить, что в изучаемой почве нижняя граница промерзания практически совпадает с границей деятельного и мертвого слоев болота, что делает эту границу более отчетливой.

С развитием поверхностного заболачивания все более активно проявляется процесс элювиирования подвижного гумуса в минеральную толщу. Можно полагать, что это не только образующийся на месте гумус, но и поступающие органические соединения латерального потока из лесистой части катены и из болотных вод торфяника 3, затапливающих этот участок. Содержание

Таблица 51. Свойства болотного торфянистого глеезема *. Разрез 7- 71

Горизонт	Глубина, см	pH водн.	pH солев.	Гумус, %	Поглощенные катионы, м-экв на 100 г почвы Ca++	Mg++	H+	сумма	Ненасыщенность, %	Al_2O_3	Fe_2O_3	$C_{гк}:C_{фк}$
										по Тамму, %		
$O1_1$	10—24	4,4	3,2	91,24**	10,5	3,6	38,4	58,7	65	—	—	—
O2	24—32	4,2	3,2	70,08**	42,3	4,4	34,8	81,5	68	—	—	—
A2g	32—42	4,5	3,5	8,4	6,3	7,8	10,0	26,1	79	0,32	0,33	1,2
$G1_1$	42—55	4,5	3,6	3,0	0,5	5,4	9,7	21,6	45	0,78	0,48	1,6
$G2_1$	55—75	4,9	3,8	1,3	6,0	3,0	7,1	17,9	40	0,25	0,47	0,5
$\perp G2_2$	75—120	4,8	3,8	0,4	11,5	6,7	4,7	23,3	20	0,13	0,33	—
$G1_2$	120—170	5,0	3,9	0,0	12,4	7,8	4,5	23,5	11	0,13	0,25	—
	170—200	5,4	4,3	0,6	15,8	10,0	4,9	30,7	3	0,04	0,38	—

* Аналитики Ю. М. Колобенко, Л. И. Иванова и Т. К. Востошенко.
** Потери при прокаливании.

Таблица 52. Механический состав глеезема болотного торфянистого *, %. Разрез 7—71

Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Потери при обработке HCl	Размер частиц, мм 1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
A2g	32—42	2,48	5	0	10	40	11	8	29	42
$G1_1$	42—55	2,00	5	0	7	43	10	11	29	45
$G2_1$	55—75	3,02	4	0	6	36	11	13	30	53
$\perp G2_2$	75—120	3,74	4	0	6	35	13	10	32	55
$G1_2$	120—170	4,07	3	0	9	36	10	13	20	53
	170—200	4,56	3	0	0	36	12	13	27	52

* Аналитик Т. К. Востошенко.

гумуса в элювиальном горизонте превышает 6%, а иллювирование гумуса в количестве более 1% распространяется до глубины 75 см. Этот гумус имеет гуматный состав (I фракция гуминовых кислот) в верхнем полуметре профиля, что отражает накопление условий разложения растительных остатков при развитии заболачивания (табл. 51); в минеральном горизонте (Gi_2) состав гумуса резко фульватный.

Распределение по профилю илистой фракции обнаруживает ее четкую элювиально-иллювиальную дифференциацию. Верхняя 23-сантиметровая минеральная толща, включающая в себя горизонты A2g и $G1_1$, заметно обеднена илом по сравнению с лежащими ниже слоевыми горизонтами. При этом иллювиального максимума в распределении ила не наблюдается (табл. 52). Подобная потеря 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 с суспензиями, что вполне отвечает условиям благоприятного дренажа этой почвы в прошлом. Следует отметить, что облегчение механического состава элювиальной толщи тесно связано с процессом выноса илистой и пылеватой 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_2O_3 и MgO. Эти два окисла горизонта элювиальной толщи мощностью 23 см; лежащая ниже слоевая толща содержит их заметно больше, по опять-таки, как и в случае с илом, иллювиальный максимум не выражен. Поэтому можно предположить, что потери этих окислов происходят теми же путями, как и потеря ила. Содержание валового Al_2O_3 незначительно уменьшается (несколько более чем на 1%) только в верхней части (1—10 см) элювиальной толщи, что не соответствует потере из нее ила. Книзу его содержание постепенно нарастает, достигая максимума в глубоких частях почвообразующей породы (табл. 53).

Валовой состав ила в известной степени объясняет некоторые особенности валового состава почвы в целом (табл. 54). В элювиальной толще мощностью 23 см наблюдается значительное обеднение тонкодисперсной фракции окислами железа. Количественно оно примерно соответствует потере Fe_2O_3 мелкоземом этой толщи. Таким образом, обеднение железом определяется его потерей из илистой фракции, т. е. в форме гидроокислов. В этой же толще и ил наблюдается наибольшее количество Al_2O_3. Это компенсирует потерю Al_2O_3 из мелкозема элювиальной толщи в связи с общим уменьшением в ней количества ила.

Выше уже было отмечено, что элювиальная толща обеднена валовым MgO и в мелкоземе, и в иле. Наряду с этим ил этой толщи обогащен Al_2O_3. В отношении MgO это отмечалось и для

Таблица 53. Валовой состав болотного торфянистого глеезема, % на прокаленную почву*. Разрез 7—71

Горизонт	Глубина, см	Потери при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Сумма
A2g	32—42	8,53	79,80	12,78	2,40	1,02	0,36	0,15	96,51
G1$_1$	42—53	6,46	75,65	14,06	2,75	0,95	0,72	0,10	96,75
G2$_1$	53—75	3,53	79,57	14,67	4,35	0,90	1,27	0,07	96,82
J G2$_2$	75—130	3,31	79,52	13,21	3,20	1,16	1,58	0,11	96,70
	130—170	3,40	77,55	15,50	4,42	1,28	1,69	0,09	96,65
G1$_3$	170—200	3,76	72,88	16,85	5,14	1,27	1,61	0,11	96,86

* Аналитик Д. Г. Лепехин.

Таблица 54. Валовой состав ила болотного торфянистого глеезема, % на прокаленную навеску*. Разрез 7—71

Горизонт	Глубина, см	Потери при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Сумма
A2	32—42	27,23	50,57	24,20	8,08	3,68	1,42	2,11	98,12
G1	42—53	22,61	50,38	24,51	9,11	2,62	1,20	2,02	97,10
G2$_1$	53—75	16,79	50,20	22,34	13,68	2,09	2,09	2,21	98,75
G2$_2$	75—130	15,21	50,51	22,45	12,37	2,72	2,47	2,35	98,77
	130—170	15,02	57,19	23,17	11,61	2,90	2,29	2,26	99,42
G1$_3$	170—200	14,97	50,48	23,02	12,05	2,71	2,37	2,30	99,14

* Аналитик Д. Г. Лепехин.

разреза 8—71. Эти свойства связаны с трансформацией глинистых минералов в элювиальной толще — можно предполагать разрушение хлорита и некоторое накопление каолинита, что отмечалось ранее для верхних горизонтов подобных почв (Овчинников и др., 1973, Караваева, 1973а; Никитин, Градусов, 1977).

В целом толща изучаемой почвы по сравнению с почвой разреза 8—71 обеднена железом. Это проявляется и в валовом составе, и в общему количестве аморфного Fe_2O_3 в профиле. Общее количество аморфного Al_2O_3 здесь также ниже. Таким образом, этот сектор катены болотно-элювиальным; он аккумулятивен только в отношении органического вещества. Такой же сектор был выделен и в песчаной катене аренов. Сходство на первых стадиях элюрфеяльяции.

Отметим также, что наряду с уменьшением в профиле количества аморфных R_2O_3 наблюдается почти полное стирание их

элювиально-иллювиального перераспределения между горизонтом A2g и лежащей ниже толщей, что было характерно для двух расположенных выше профилей катены. Усиление оглеения при развитии поверхностного заболачивания способствует выравниванию содержания аморфных R_2O_3 в профиле, точнее, распределение аморфных окислов становится 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 элювиально-иллювиальной дифференциации и возможное время ее проявления: до заболачивания, на первой его стадии или в современный период.

Элювиально-иллювиальная дифференциация болотного торфянистого глеезема не качественно та же, которая присуща подзолистым почвам суглинисто-глинистого механического состава. В элювиальном горизонте не наблюдается значительного облегчения и разрушения по гранулометрии и спливанию, хотя он теряет пылеватую фракцию. По химическому составу горизонт характеризуется главным образом потерей окислов железа и калия, а также отмечаемой до небольшой глубины незначительной потерей Al_2O_3.

Иллювиальный горизонт, с присущей ему морфологией (проховатая структура, натеки иллювированного вещества) и значительным накоплением химического и механического состава, не резкий. Отметим, что элювиальные горизонты подзолистых суглинистых почв хорошо сохраняются под торфом; подобные наблюдения были сделаны в Припятьском и в среднем Приобье. Поэтому можно сказать, что почвенная толща разреза 7—71 никогда не была подзолистой почвой. Она развивалась, по-видимому, по элювиально-глеевому типу. Благоприятные условия дренирования (вблизи устья склона к долине) способствовали формированию достаточно мощной (25 см) элювиальной толщи, обедненной илом и Fe_2O_3. Вынос осуществлялся главным образом боковым стоком, так как залегающая толща обладала плохими фильтрационными свойствами ввиду глинистого механического состава, бесструктурности и, по-видимому, в какой-то степени выраженной оглеенности. Потеря ила осуществлялась как в суспензиях, так и благодаря определенным трансформациям глинистых минералов (потеря Mg и K, накопление Al), сходным с теми же трансформациями в горизонте A2 подзолистых почв. Но подзолистый профиль не сформировался.

В какой из периодов развития этой почвы стала развиваться подобным образом, сказать трудно. Но можно определить примерное время, когда на этом участке начало проявляться влияние торфяника 3 и латеральный сток вещества стал затрудненным. Это произошло тогда, когда в торфянике 3 начал формироваться слой переслаивающегося сфагнового торфа; в этот период уровень этого торфяника и участка с разрезом 7—71 почти выров-

пятна. Поскольку средняя скорость торфонакопления в торфянике 3 равна 0,36 мм/год, первая стадия заболачивания могла наступить около 2100 лет назад — в начале субатлантического времени.

Таким образом, элювиально-иллювиальная дифференциация этого почвенного профиля дает представление о том, какими были почвы этого участка в суббореальное время, а возможно, и в более ранние отрезки голоцена. Начальные этапы заболачивания рассматриваемого участка прошели, скорее всего, по механизму длительного затопления, так как граница торфяника 3 располагалась достаточно близко. Поэтому стабильное оглеение вряд ли способствовало усилению выноса твердого вещества (и частности, ила), а скорее ослабило этот процесс. Миграция растворимых органо-минеральных соединений и железа продолжала и продолжает осуществляться в связи с сезонными колебаниями уровня болотных вод.

Вообще вопрос о том, усиливается ли элювиально-иллювиальная дифференциация минеральной толщи на начальных стадиях торфонакопления (в пределах деятельного слоя) или ослабевает, остается нерешенным. При исследовании минеральных толщ под суходольными болотами верхние минеральные горизонты непосредственно под торфяной залежью часто оказываются элювиальными в отношении вал. Fe_2O_3 и (или) Al_2O_3. Эта дифференциация чаще всего более сильно выражена, чем в суходольных почвах. Этому явлению можно дать два объяснения: 1) суходольные почвы, погребенные под торфом, формировались в других, оптимальных для осуществления их дифференциации климатических условиях, и они в почти неизменном виде (кроме распределения Fe_2O_3) сохранились под торфом; 2) исходные суходольные почвы были менее дифференцированными, но на первых стадиях заторфовывания, когда верхние минеральные горизонты еще располагались в толще деятельного слоя болота, их дифференциация усилилась.

По-видимому, эти объяснения не альтернативны, так как условия для дифференциации минерального профиля под маломощной торфяной залежью определяются прежде всего режимом болотных вод. Чем мобильнее по сезонам их уровень, тем благоприятнее условия для проявления дифференциации в подстилающем минеральном субстрате.

Изучаемую почву можно рассматривать как вторую стадию поверхностного заболачивания. Те ЭПП, которые были отмечены для первой стадии, проявляются в ней еще сильнее. Оглеение становится стабильным и развитым по всей почвенной толще. Торфонакопление продолжает активно развиваться, и органогенный горизонт достигает значительной мощности. ЭПП гумификация растительных остатков изменяется и совершается по «болотному» типу, с формированием подвижных, не гуматных по составу органических соединений. ЭПП аллювиирования подвижного гумуса усиливается и в количественных отношениях, и

по глубине развития в профиле. Элювиально-глеевый вынос Fe_2O_3 в вертикальном и боковом направлениях и за пределы профиля также усиливается. Наблюдается стирание прежней элювиально-иллювиальной дифференциации аморфных R_2O_3 и изменение их распределения соответственно характеру складывающейся в деятельном слое миграции влаги и растворимых веществ. В изученной почве их распределение выравнивается: на более поздних стадиях заболачивания их максимум чаще всего приурочен к нижней части деятельного слоя (Караваева, 1973а).

Торфяники переходные среднемощные

Эти торфяники составляют гидроморфный (органо-аккумулятивный) сектор, в настоящее время имеющий тенденцию к автономному, элювиальному положению в катене. Были изучены два разреза торфяной залежи: разрез 6—71 (краткое описание этого торфяника, возникшего в результате заторфовывания русла ручья, было приведено выше, см. стр. 169), и разрез 5—71.

Разрез 5—71. Кустарничково-осоково-сфагновое переходное болото. Разреженный березово-сосновый хрус. Подрост того же состава. Блюдцевый бугристый микрорельеф. На буграх — багульник, кассандра, морошка, по понижениям — в основном осока и пушица.

О1$_1$ 0—30 см. Сфагновый очес, мощный.
О1$_2$ 30—60 см. Неразложившийся сфагновый торф.
О1$_3$ 60—80 см. Сфагновый торф, плохо разложившийся.
О1$_4$ 80—120 см. Тот же торф, средне разложившийся.
GS 120—130 см. Средне и хорошо разложившийся торфянисто-серогалечная лесная подстилка, остатки зеленых мхов и березы, единично — сфагнум.
Gb$_1$ 130—150 см. Тяжелый суглинок темно-серо-бурый, обильно прокрашен иллювиальным гумусом.
Gb$_2$ 150—165 см. Тот же суглинок, серый, прокрашен иллювиальным гумусом.
G1 165—210 см (дно). Тот же суглинок, голубовато-серый.

Этот торфяник возник, очевидно, на профиле погребенной лесной почвы, развитой на низкой террасе теперь заторфованного ручья; на это указывает минеральный рельеф ложа торфяника 3. Поэтому исходная минеральная почва не была генетически сопряжена с изучаемой катеной, а представляла собой нижнюю почву другой катены, развивающейся на противоположном берегу ручья. Мы привели описание разреза этого торфяника, поскольку его слой 80—120 см имеет датировку по C^{14}, согласно которой возраст этого горизонта равен 3270±60 лет (ИГАН-94).

С ростом торфяной залежи и при выравнивании рельефа разрез 5—71 вошел в пределы изучаемой катены. Заторфовывание осуществлялось сразу по мезотрофному типу (Пьявченко, 1974), но медленно, по-видимому, в связи с частичным дренированием этой ложбины на начальных стадиях торфонакопления. Минеральный субстрат торфяника в толще 75 см имеет признаки

Таблица 86. Некоторые аналитические показатели минеральных горизонтов болот. Q_4. Разрез 8—71

Горизонт	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	Сродство, эв	
	в золе			по Тюрину		<5,01	<5,101
O_{1-2}	73,87	14,15	3,86	0,45	0,76	48	31
Gl	74,80	14,40	3,60	0,67	0,80	42	27

заметного выщелачивания, об этом свидетельствуют низкий pH и небольшая сумма поглощенных оснований. Кроме того, минеральные горизонты отличаются по сравнению с породой разреза 8—71 пониженным количеством валовых R_2O_3 и повышенных SiO_2 (табл. 55).

Подобные признаки могли иметь место в исходной минеральной почве и развиваться на первых этапах заторфовывания, пока эта толща находилась в деятельном слое болота. К этому же периоду относится обильное прокрашивание иллювиальных гуму-сом верхних минеральных горизонтов на глубину 30 см. В то же время стабильный газовый режим и латеральные подтоки обусловили высокое содержание в них аморфных окислов железа, они составляют около $^1/_3$ его общего количества.

РАЗВИТИЕ КАТЕНЫ ПОВЕРХНОСТНОГО ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

Анализ свойств основных профилей катены показывает, что ее современное состояние неустойчиво. Супераквальная часть катены в связи с присутствием в ее гидроморфном секторе интенсивно растущего вверх органо-аккумулятивного профиля — торфяника — активно развивается. С течением времени вертикальная мощность этого профиля и запасы воды в нем все более возрастают. Сброс воды на прилегающую часть склона суходола приводит к его переувлажнению и усилению оглеения минеральной толщи суходольных почв, стимулирует смену растительности более гидрофильной и вызывает торфонакопление.

По мере возрастания переувлажнения сфера влияния нижних почв катены распространяется вверх по склону, приводя к последовательной перегнидроморфной трансформации развитых на нем суходольных почв. Тем самым заболачивание осуществляется по механизмам «крутовременное заторфование» и «длительное заторфование», наиболее распространенным на тяжелых породах в среднетаежной подзоне.

Анализ основных профилей супераквальной части катены показал, что ее данным является результатом сочетания двух основных ЭПП — оглеения и торфонакопления. Появление ЭПП оглеения — необходимый стимул для возникновения ЭПП торфонакопления; в дальнейшем последний развивается по существу независимо от оглеения и иных превращений в минеральной

толще. 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 свойственна значительная кислотность, ненасыщенность, бедность основаниями. Поэтому если болотные воды не приносят достаточного количества оснований и не нейтрализуют кислотность, то характер ЭПП торфонакопления уже с начальных стадий кисло-олиготрофный.

Поверхностное заболачивание катены сопровождается, кроме развития оглеения и торфонакопления, рядом сопутствующих процессов, а также ослаблением или прекращением некоторых процессов, действующих в почвенном профиле до начала заболачивания. Все эти трансформации совершаются сложным образом в период, когда почвенная толща еще располагается в пределах деятельного горизонта болота и в условиях пульсирующего неустойчивого уровенного режима болотных вод. Это создает благоприятную обстановку для миграции в растворимой форме ряда соединений, подвижных в кислых глеевых условиях.

Вся супераквальная часть катены подвергается более глубокому выщелачиванию и подкислению, чем ее элювиальная часть (рис. 19, *А*). Этому способствуют кислые болотные и почвенные воды, содержащие органические кислоты и их ненасыщенные соединения. Этот процесс затрагивает не только верхние минеральные горизонты, но и более глубокую часть почвенно-грунтовой толщи. В автономных глееземе почвообразующая порода имеет почти слабокислый pH; в супераквальных профилях катены кислотность этих же горизонтов значительно выше. Минеральные толщи под торфяниками в зависимости от типовых отложений по этому показателю весьма различны; в торфянике, возникшем в русле ручья — в аквальном и в известной степени трансаккумулятивном ландшафте (разрез 6—71), подстилающий минеральный субстрат менее кислый, чем под торфяником, возникшим в результате заболачивания, как можно полагать, лесной дойной почвы (разрез 5—71).

Отражением процесса длительного и глубокого выщелачивания является распределение валового CaO по катене. Наиболее обеднен им трансэлювиально-гидроморфный сектор, подвергшийся наиболее продолжительному заболачиванию (разрез 7—71). Этот обедненный CaO ярус имеет небольшой по мощности «язык», протянувшийся и в трансэлювиальный сектор катены. Это указывает на продвижение вверх по склону и на то, что оно начинается с поверхностных минеральных горизонтов (см. рис. 19, *Б*). Максимум CaO приурочен к минеральной толще русла бывшего ручья, в течение длительного времени принимавшей продукты выноса с расположенного выше участка.

Валовое содержание MgO остается очень стабильным по всей

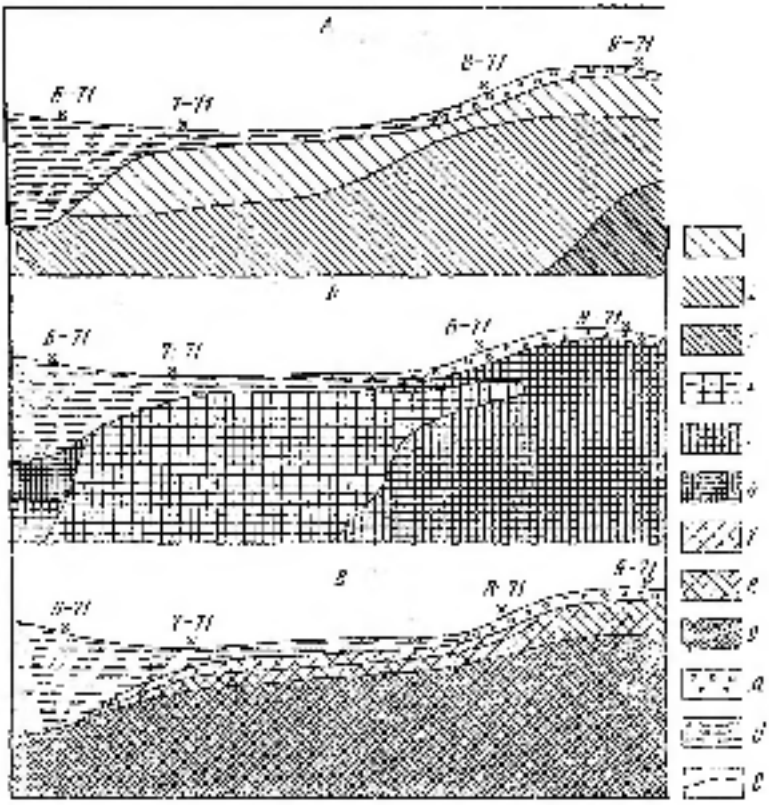


Рис. 19. Распределение pH водного, валовых CaO и MgO в катене поверхностно-заболачивания

А — величина pH водного: *1* — 5,5—6,0; *2* — 6,0—6,5; *3* — >6,5; *Б* — валовой CaO, %: *4* — 1,0—1,5; *5* — 1,5—2,0; *6* — >2,0; *В* — валовой MgO, %: *7* — <0,5; *8* — 0,5—1,0; *9* — 1,0—2,0; *10* — данные отсутствуют; *б* — горизонт; *в* — границы генетических горизонтов; *8—71, 7—71...* — разрезы

катене, небольшое перераспределение его отмечается только в верхних минеральных горизонтах (см. рис. 19, *В*). В супераквальном профиле элювиальный горизонт обеднен MgO, чем аналогичный горизонт автономного глееземa. Процесс обеднения MgO, по-видимому, связан с трансформациями в глинистой части почв, он происходит уже в трансэлювиальном секторе (разрез 8—71) под влиянием возрастающего увлажнения и, очевидно, свойствен только первым стадиям заболачивания. С развитием заболачивания этот процесс, скорее всего, затухает, так как в разрезах 7—71 и 8—71, в которых длительность проявления заболачивания очень различна (на одну-две тысячи лет), степень обеднения MgO в элювиальном горизонте примерно одинакова.

Распределение по катене илистой фракции (рис. 20, *А*) позволяет предполагать ее латеральное перемещение с максимальной

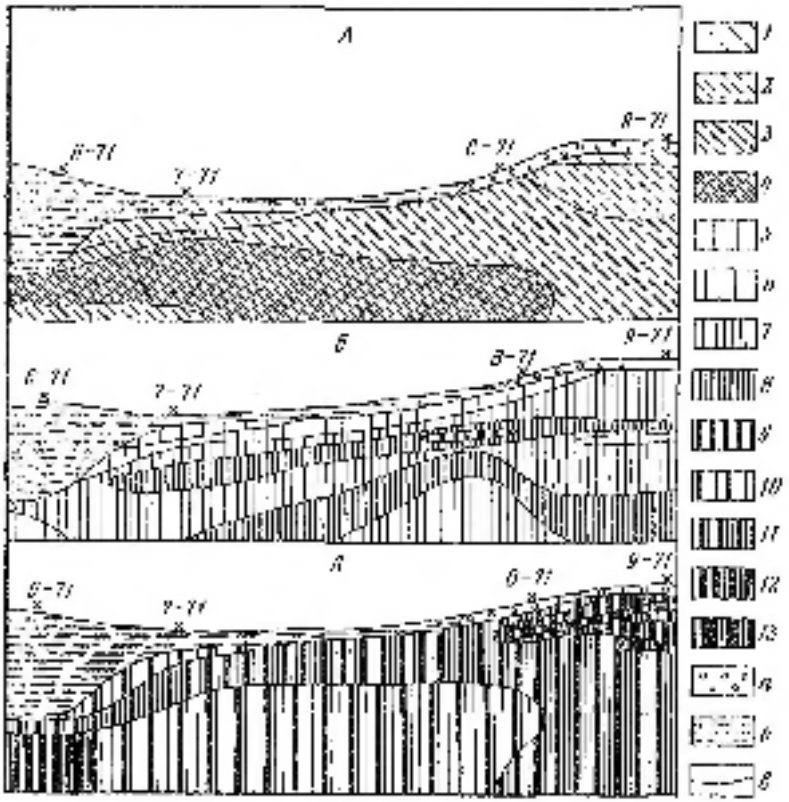


Рис. 20. Распределение ситовой фракции в фазе Fe_2O_3 в катене поверхностного заболачивания, %:

А — валовая фракция: *I* — <20; *II* — 20—25; *III* — 25—30; *IV* — >30; *V* — подпочва (>30); *Б* — <3,0; *В* — 3,0—4,0; *Г* — 4,0—5,0; *Д* — 5,0—6,0; *Е* — >6,0; *Ж* — Fe_2O_3 на Тонсу: *VI* — 0,2—0,4; *VII* — 0,4—0,6; *VIII* — 0,6—0,8; *IX* — 0,8—1,0; *а*, *б*, *в* — см. рис. 16; Б—71, Г—71 и т. д. — разрезы

аккумуляцией на самом низком геоморфологическом уровне — в долине бокового ручья (разрез Б—71). Когда катена не была заторфована, этот процесс был развит на всем ее протяжении. Апекс наибольшего выноса являлся и, по-видимому, является элювиальный сектор. В трансэлювиальном секторе происходила и происходит частичная разгрузка латерального потока. В супераквальном трансэлювиально-гидроморфном секторе (разрез Г—71) до его заторфовывания также существовали условия, способствовавшие латеральному выносу ила, так как он располагается на достаточно дренированном участке. Можно полагать, что при заторфовывании сектора условия латеральной миграции суспензий изменились. Этот сектор подпирает латеральный поток на границе между супераквальной и элювиальной частями катены, вблизи разреза Б—71; поэтому в трансэлювиальном секторе раз-

грузка латерального потока от суспензий увеличилась. В трансэлювиально-гидроморфном секторе, возможно, еще происходит слабый суспензионный перенос по верхним минеральным горизонтам в гидроморфный сектор. В то же время здесь отмечается процесс аккумуляции органического ила.

Как известно, в кислой глеевой обстановке геохимия соединений железа имеет диагностическое значение и в известной мере позволяет выявить основные пути миграции, зоны обеднения и аккумуляции, места возможных геохимических барьеров и т. д. В изученной катене Fe_2O_3 распределено неравномерно (см. рис. 20, *Б*). В почвенно-грунтовой толще было выделяются два вертикальных пояса его аккумуляции: надмерзлотный и подмерзлотный. Первый связан с процессами миграции Fe_2O_3 в почвенной толще, второй, по-видимому, чисто мерзлотный — термоградиентный, в незонномерзлой толще супераквального сектора он не выражен.

Наибольший интерес представляет миграция Fe_2O_3 в почвенной толще. Сферой выноса железа является вся катена, меньше всего оно выносится из элювиального сектора. По мере увеличения оглеения возрастает и элювиально-глеевый вынос железа. Он затрагивает верхние элювиальные горизонты и толщу над длительно-сезонномерзлым горизонтом, а в супераквальной части — над границей мерзлого горизонта болота — образуются его аккумуляции. Четко выделяется основной окислительно-восстановительный барьер катены, он располагается на границе со элювиальной и супераквальной частей, в горизонте B2g (разрез 8—71, 43—52 см), аккумуляция Fe_2O_3 превышает в нем 6%, являясь наибольшей в катене. Следует отметить, что минеральная 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 проявлением оглеения, а в элювиальной части они главным образом отражают 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 окислительным условиями и вертикальной элювиально-иллювиальной дифференциацией. В трансэлювиальном секторе распределение аморфного железа было сходным, но в настоящее время наблюдается обеднение им элювиального горизонта — элювиально-глеевый вынос. Наиболее сильно этот процесс выражен в трансэлювиально-гидроморфном секторе, и не только в элювиальном горизонте, но и в глубоких горизонтах почвы и породы. С чем это связано, трудно сказать; какую-то роль в проявлении выноса аморфного Fe_2O_3 из глубоких горизонтов, возможно, сыграли грунтовые воды, вскрываемые ручьем. В таком случае уменьшение содержания аморфных

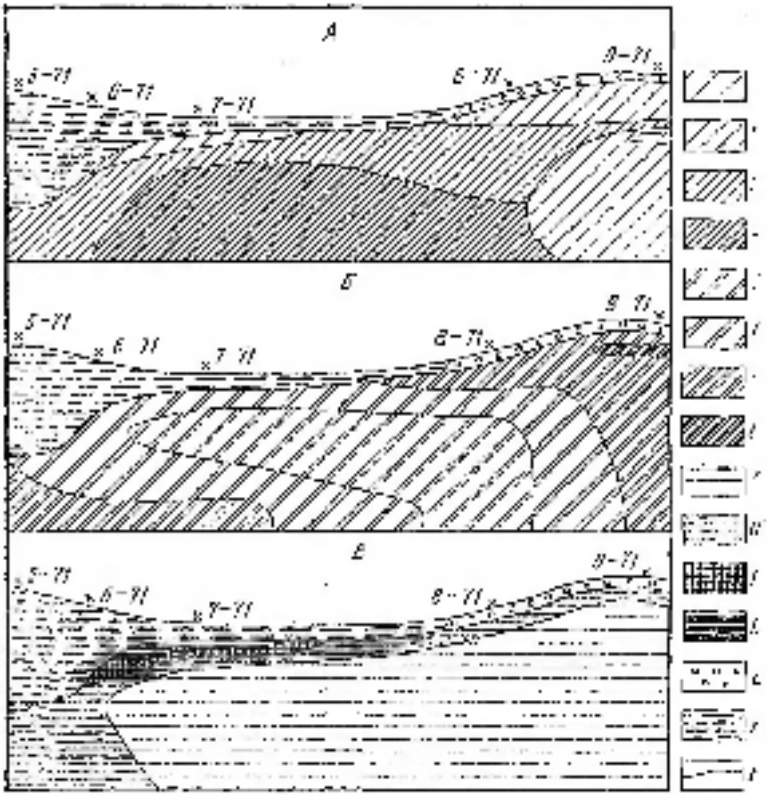


Рис. 21. Распределение форм Al_2O_3 и гумуса в катене гетерогенного эволюционного типа, %

А — валовой Al_2O_3: *1* — <13,0; *2* — 13,0—14,0; *3* — 14,0—15,0; *4* — >15,0; *Б* — Al_2O_3 гг. Торфяно-: *5* — <0,2; *6* — 0,2—0,4; *7* — 0,4—0,6; *8* — >0,6; *В* — гумус: *9* — <1,0; *10* — 1,0—3,0; *11* — 4,0—5,0; *12* — 7,0—7,5; *а*, *б*, *в* — гл. роль: *13*, *5—71*, *9—71* — разрезы

окисла железа было здесь выражено до заболачивания и с этим процессом не связано.

Гидроморфный (торфяный) сектор катены также является местом аккумуляции окислов железа, но она осуществляется в глеевой обстановке и поэтому очень равномерна по минеральной толще, и такие концентрации, как в элювиальной части, в нем не образуются. По-видимому, эта глеевая аккумуляция связана с латеральным подтоком аморфных соединений железа и скорее всего имеет транзитный характер.

Валовой Al_2O_3 распределен по катене равномернее, чем Fe_2O_3, что говорит о его меньшей подвижности в кислой глеевой обстановке (рис. 21, *А*). Почвенная толща всей катены в небольшой степени теряет Al_2O_3, по-видимому, в основном в форме гидрозем-гумусовых соединений. Можно думать, что с развитием

поверхностного заболачивания этот процесс тормозится; супераквальная часть катены и верхних минеральных горизонтах содержит больше валового Al_2O_3, чем те же горизонты в ее элювиальной части. Возможно, играет роль и боковой приток глинисто-гумусовых соединений. Обеднение Al_2O_3 элювиального горизонта разреза 7—71 время от определялось развитием заболачивания, оно скорее всего связано с прошлым суходольным этапом почвообразования, когда элювиальный горизонт этой почвы испытал значительную потерю ила.

Максимум аморфного Al_2O_3 приурочен к иллювиальному горизонту автономного глееземa (см. рис. 21, *б*). В остальной части катены он распределен довольно равномерно. Трудно сказать, с чем может быть связан пик его минимума, располагающийся на некоторой глубине в супераквальной части катены.

Подвижные органические соединения распределены по катене вполне закономерно (см. рис. 21, *в*). Их больше там, где активнее развивается заболачивание, т. е. в супераквальной части. Они пропитывают 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 более глеевой обстановке с большим количеством подвижных органических соединений железо могут мигрировать и в свободной форме независимо от R_2O_3, количество которых для их укрепления явно недостаточно.

Центром неустойчивости катены является ее супераквальная часть, в первую очередь гидроморфный сектор — растущий торфяник. Он и определяет тренд гидроморфного развития всей катены, ее поверхностное заболачивание, надвигание супераквальной части на элювиальную. При поверхностном заболачивании появляется и (или) увеличивается интенсивность следующих ЭПП: оглеения, торфонакопления, выщелачивания (главным образом CaO), подкисления, элювиально-глеевого выноса железа, выщелачивания подвижного гумуса. Процессы элювиально-иллювиальной дифференциации ила и R_2O_3, а также соответствующие трансформации глинистого материала, свойственные гидроморфным условиям, на первых этапах заболачивания глееземов еще могут получить импульс к развитию ввиду 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 на профиле глеезема таежного дифференцированного. Это тот ряд, который был прослежен в катене. Очевидны и для последних членов этого ряда: глеезем болотный торфяный и торфяник переходный, оба — на профилях глееземов таежных.

Можно полагать, что изученная катена до заболачивания

была вся элювиальной и представляла собой ряд глееземов таежных дифференцированных, несколько различающихся по морфолого-химическим свойствам. Основываясь на радиоуглеродной датировке торфяника 3, можно считать, что заболачивание катены, проявившееся в ее трансэлювиально-гидроморфном секторе (разрез 7—71), началось около 2100 лет назад — в начале субатлантического периода. Если это так, то скорость развития заболачивания была очень небольшой: горизонтальное разрастание торфяника и надвигание его на склон осуществлялось со средней скоростью около 4,3 м в столетие.

М. И. Нейштадт (1977) приводит значительно бо́льшие скорости разрастания болот в субатлантическое время. Однако указанные им цифры характеризуют окраины больших болотных массивов, которые оказывали не сухидол, оказывая, значительно более сильное влияние, чем небольшое по площади и мощности торфа болото, каким является торфяник 3 в ярале Нань-Ях. Этот торфяник до недавнего времени в какой-то мере дренировался, и сама с ним его вертикальный рост был медленным; он лишь сравнительно недавно стал принимать слабовыпуклую форму. Поэтому можно полагать, что приведенная нами небольшая скорость его горизонтального роста достаточно реальна для предшествовавшего периода развития заболачивания. В настоящее время и в будущем его скорость, по-видимому, возрастет, поскольку торфяник 3 вступил в почти плаготрофную стадию развития.

В пределах катены нет факторов, которые могли бы затормозить или приостановить заболачивание. Можно полагать, что гидроморфное развитие катены завершится ее полным заторфованием. При небольшой скорости заболачивания (4,3 м за 100 лет) это может произойти примерно через 1800 лет. Однако полное заторфование не произойдет, по-видимому, скорее, во-первых, потому что торфяник 3 вступает в олиготрофную стадию; во-вторых, потому что на противоположный склон гряды, где располагается элювиальная часть катены, в настоящее время весьма активно наступает торфяник 2.

С позиций современных представлений о саморазвитии и метаморфозе почв развитие всех минеральных почв катены — это метаморфоза, происходящий под влиянием появления в катене дополнительной поверхностной влаги. Последнее обусловлено автохтонным развитием болотного биогеоценоза и его торфяника.

Таким образом, с точки зрения основных закономерностей эволюции в ярале Нань-Ях они остаются принципиально теми же, как и в ярале Сатомпо. Различие в этом отношении между ними имеет частный характер: в первом влага с болота поступает поверхностным путем, во втором — преимущественно грунтовым. Значительное различие в механизме заболачивания в обоих яралах определяется существенно разным характером почвообразования на легких и тяжелых породах благодаря их разным физическим и химико-минералогическим свойствам. Здесь следу-

ет еще раз подчеркнуть, что сахоравитие и метаморфоз почвенного покрова пространственно разобщены, но осуществляются одновременно и связаны при усиливающемся со временем процессе саморазвития гидроморфного компонента, что приводит в конце концов к его господству в почвенном покрове. При этом катены эволюционируют по восходящему (обратному) типу — снизу вверх.

Интересен вопрос о том, как эволюционировал бы ареал Нань-Ях при отсутствии болот Остроконечного и Римского; было бы развито здесь автохтонное заболачивание, если бы вся дренирующая сеть не была заторфована, а представляла собой систему обычных для выровненных территорий медленно текущих водотоков? Вся водораздельная поверхность ареала Нань-Ях и все наиболее высокие части, не затронутые в настоящее время влиянием болот, отличаются повышенным гидроморфизмом и изобилуют эффектнейшими мелкими болотцами в микропонижениях. Автохтонное заболачивание суходольных лесов и почв здесь, несомненно, происходит, но развивается очень медленно.

КАТЕНА ГРУНТОВОГО И СМЕШАННОГО ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

Эта катена была изучена на обращенном к торфяникам 1 и 2 юго-восточном склоне сопочного массива незаболоченного участка (см. рис. 15). Ее верхний член, так же как и в катене поверхностного заболачивания, представлен автоморфной почвой — глеевым таежным дифференцированным (разрез 9—71). Нижняя почва катены приурочена к окраинной части торфяника 2, это глеевая болотная низинная торфяная, сформировавшаяся на профиле таежного дифференцированного глеезема (разрез 11—71). Протяженность катены 330 м, уклон меньше 1°, максимальное различие относительных высот около 1 м.

По структуре (рис. 22) эта катена делится на элювиальную часть (разрез 9—71) и супераквальную (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, образовавших на окраине суходола горизонт почвенно-грунтовых вод, залегающих неглубоко от поверхности. Тем самым элювиальная часть катены является неполноразвитой.

Супераквальная часть катены на отрезке, расположенном в некотором удалении от торфяника 2, формируется в условиях дополнительного почвенно-грунтового увлажнения, а вблизи его границы — в условиях поверхностного заполнения болотными водами. В ней выделяются два сектора: трансэлювиально-гидроморфный и гидроморфный торфяный.

Трансэлювиально-гидроморфный сектор представлен двумя основными профилями: глеевым таежным дифференцированным глубоко-грунтово-глеевым (разрез 10—71, глубина залега-

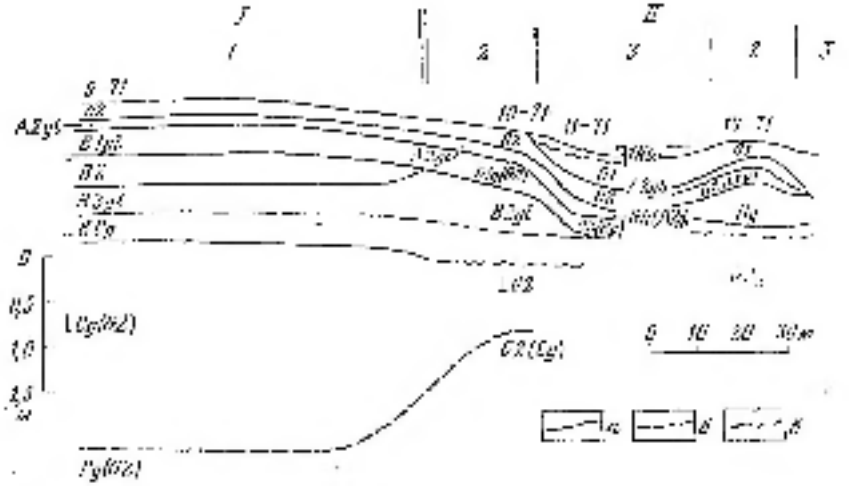


Рис. 52. Катена почвенно-грунтового (и склонового) заболачивания в зоне Нерь-Ях.

Части катены: *I* — элювиальная; *II* — супераквальная. Секторы катены: почти и растительность: *1* — елово-кедровый, плоский таежный дифференцированный, елово-кедровый лес брусничный мелкотравно-зеленомошный (разрез 5—71), *2* — светлоелово-кедровый подзолистый, склоновый таежный дифференцированный глубоко-грунтово-глеевый и глеевый таежный дифференцированный грунтово-глеевый; пихтово-кедровый лес жимолостно-зеленомошно-папоротниковый (разрез 13—71) и пихтово-кедровый лес багульниково-брусничный зеленомошный (разрез 11—71), *3* — торфяно-криптогамный, олиготрофный, елевый болотный торфяник в пределах плоского таежного, водно-ледового субзонального лесного елово-кедровый (разрез 11—71) и открытого переходного болота заболоченно-елового (переболоченная часть сектора); *а* — границы почвенных горизонтов, *б* — границы литологических пачек (сектор 2) и криогенных (сектор 1) слоев, *в* — уровни грунтово-почвенных или болотных вод (5—71, 10—71...), — разрезы

ния почвенно-грунтовых вод около 1 м) и глеевым таежным дифференцированным грунтово-глеевым (разрез 14—71, глубина залегания почвенно-грунтовых вод около 60 см). Эти два профиля пространственно разобщены из-за условий рельефа склона: он имеет достаточно врезанное (около 1 м) понижение и затем вновь повышается, образуя гряду-островок с грунтово-глеевым таежным глееземом.

Гидроморфный торфяной сектор представлен глеевым болотным низинным торфяным; в связи с достаточной крутизной склона этот сектор неполноразвит — отсутствует болотный торфянистый глеезем. Торфяник 2 развит на профилях лесных глееземов и также входит в состав гидроморфного торфяного сектора.

В катене выражено не только грунтово-водное, но и водное внутриточечное сопряжение. Первое осуществляется путем внедрения болотных вод в почвенно-грунтовую толщу суходола — поток влаги и вещества имеет восходящее направление. Благодаря этому супераквальная часть катены надпитается за элювиаль-

ную часть. Водное внутрипочвенное сопряжение почв катены осуществляется благодаря латеральному потоку согласно уклону по всей надмерзлотной части почвенной толщи. Этот поток пока направлен сверху вниз по катене, хотя можно предполагать, что в супераквальной части, вблизи границы обводненного болота, он подпирается болотными водами.

Относительно развития заболачивания этой катены можно предположить следующее. Первым стало заболачиваться понижение на склоне, занятое сейчас торфяником 2. Ранее по мощности залежи было рассчитано, что его возраст равен 770—1040 годам. Скорее всего, заболачивание произошло путем поверхностного затопления водами, поступавшими с сильно обводненного торфяника 1. В это же время в толще гряды-острова появились почвенно-грунтовые воды. Следовательно, в наиболее низкой по рельефу части катены начали развиваться почти одновременно два разных типа заболачивания. Внедрение болотных вод в почвенно-грунтовую толщу окраины суходола (разрезы 10—71, 11—71) произошло позже, когда в торфянике 2 появилась торфяная залежь, мощность которой достигала по крайней мере половины ее современной мощности (около 35 см). При скорости торфонакопления на торфянике 1, равной 0,65 мм/год, влияние болот на окраину суходола могло начаться около 540 лет назад, иными 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 заключительных этапах сменился смешанным: произошло поверхностное затопление склона грунтового увлажнения. По-видимому, также завершается заболачивание и пока незаторфованных «островков» среди болота: они постепенно покрываются болотными водами. На аэроснимках хорошо видны контуры нетлубоко погруженных островов.

Следует отметить, что почвенно-грунтовый (на конечной стадии смешанный) тип заболачивания на суглинках в средней тайге распространен весьма локально: он приурочен к окраинам сильно обводненных обширных болотных массивов с хорошей залежью. Поверхностный тип заболачивания распространен значительно шире.

Элювиальный сектор в развитии всех трех типов дифференцированный гипсезем был описан в разделе, посвященном катене поверхностного заболачивания, поэтому мы приведем ниже характеристику лишь пробилей супераквальной части рассматриваемой катены.

Глееземы таежные дифференцированные глубоко-грунтово-глеевые

Эти почвы формируются в трансэлювиально-гидроморфном секторе катены, в его наиболее «сухой» части. Добавочное увлажнение создается как неглубоко (около 1 м) залегающими почвенно-грунтовыми водами, так и латеральным потоком и его подпором со стороны близко расположенного торфяника 2.

Разрез 10- -71. Нижняя часть очень пологого юго-восточного склона. Лес березово-еловый с пихтой, несколько угнетенный. Подрост главным образом пихтовый. В подлеске — единичные рябины. Напочвенный покров хвощево-мелкотравно-зеленомошный. Мелкотравье (майник, линнея, седмичник) очень обильно. Развит покров плауна, встречаются отдельные экземпляры брусники.

А0 0—11 см. Темно-бурая торфянистая хуторанистая зеленомошная подстилка, влажная, много корней. Переход резкий.

А2gl 11—32 см. Тяжелый суглинок, сизовато-светло-бурый с бледными ржавыми потеками, сильнокислый, бесструктурный, много корней, следы пожара. Переход ясный, серозем.

B1g (G2) 32—40 см. Тяжелый суглинок, сизовато-охристый — чередование полосок ярко-ржавых и более мелких сизых пятен, рыхлый, бесструктурный, сильнокислый, много корней. Переход постепенный.

B2gl 40—70 см. Тот же суглинок, но бурое фоне бледные ржавые и сизые пятна, весьма тяжелосуглинистый, сырой. Переход резкий.

IIG2, 70—140 см. Тяжелый суглинок сизый, с мелкими ржавыми пятнами, тяжелосуглинистый, с ржавыми пятнами и белесой присыпкой по горизонтальным слоям, в замерзшем состоянии рассыпается на ореховатые отдельности, на воздухе очень быстро светлеет и превращается в жижу. Переход заметен только по отсутствию мерзлоты.

G2g (Gg) 140—170 см (дно). Тот же суглинок, но тяжелый, почти мокрый, хорошо видны тонкие слоеватость и горизонтальные белесые прослойки.

По морфологии минеральной толщи эта почва заметно отличается от глееземи автономного (разрез 9—71). Осветленный элювиальный горизонт A2g) вдвое более мощный, хуже оструктурен и сильнее оглеен, хотя последний признак выражен в пределах градации, названной глееватостью. Морфологических признаков иллювиального процесса в горизонтах B не наблюдается.

В распределении по профилю оглеения отчетливо выражено два максимума. Верхний максимум приурочен к горизонту B1g (G2) и связан, по-видимому, с латеральным подтоком влаги и отчасти с увеличением увлажнения в верхних минеральных горизонтах в результате низового пожара. Второй максимум выражен в нижней половине почвенной толщи и приурочен к горизонту почвенно-грунтовых вод и слою над ним. Последний во время описания разреза находился еще в замерзшем состоянии. Можно полагать, что наибольшая водопроницаемость характерна для слоя на глубине 120—150 см.

Сильное переувлажнение почвы и, в частности, верхних минеральных горизонтов сказалось не отразилось на мощности и степени развитости подстилки, а также на характере напочвен-

Таблица 56. Свойства таежного дифференцированного глубоко глеевого-таежного глеезема. Ц. Разрез 10—71

Горизонт	Глубина, см	Fe		Гумус, %	Поглощенные катионы, отнесенные на 100 г почвы				Насыщенность, %	Al_2O_3	Fe_2O_3
		подвиж.	валовой		Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	сумма		по Тюрину, %	
AO	0—11	4,7	3,4	61,27**	16,8	9,3	20,0	26,1	50	—	—
A2gl	11—22	4,2	3,4	4,4	5,3	8,2	13,7	22,2	42	0,38	0,76
B1g(G)	22—40	4,5	3,5	1,6	6,7	4,0	8,3	19,0	46	0,20	0,82
B2gl	40—70	4,6	3,8	0,7	8,0	4,2	6,2	18,4	54	0,17	0,51
⊥G2	70—85	5,0	3,8	0,5	12,3	6,2	3,5	22,0	16	0,31	0,42
	85—103	5,2	4,0	0,3	14,3	5,0	2,0	24,3	8	0,24	0,35
	103—140	5,6	4,3	0,3	15,5	6,0	1,2	24,3	5	0,17	0,39
G2s(Cg)	140—160	5,0	4,2	0,3	15,2	7,3	1,4	24,1	6	0,47	0,46
	160—170	5,7	4,5	0,6	20,4	6,9	0,8	28,6	3	0,38	0,75

* Аналитики Ю. К. Колобова и Л. И. Иванова. ** Сотрен дре с растительностью.

кого покрова. В последнем отмечается только повышение доли кипетравья, но состав пока не изменен под влиянием увлажнения почвы. Древесный ярус угнетен.

Величина кислотности этой почвы в верхних горизонтах больше, чем в автономном ряду, а поглощающий комплекс несколько более основными, что следует связывать с большим количеством влаги, проходящей через эти горизонты благодаря латеральному подтоку. В то же время значительная ненасыщенность поглощающего комплекса распространяется на небольшую по мощности толщу (горизонты A2gl и B1g). По-видимому, отложение делювия было горизонтов до заболачивания было здесь более сильно выражено, чем в автономном ряду, в связи с чем вертикальное выщелачивание профиля было затруднено. Иллювирование подвижного гумуса отмечается в той же по мощности толще, что и в автономном ряду, но количество гумуса больше, что, возможно, связано с травянистыми послепожарными сукцессиями, а также с латеральным поступлением подвижного гумуса.

Обращает на себя внимание увеличение содержания гумуса и поглощенных оснований в нижних горизонтах профиля, испытывающих влияние почвенно-грунтовых вод. В отношении гумуса это, вероятно, связано с его аллохтонной аккумуляцией; увеличение содержания поглощенных оснований можно объяснить более слабым выщелачиванием этих плохо водопроницаемых горизонтов почвенного профиля (табл. 56).

Почва сформирована в однородной тяжелосуглинистой толще. В ее верхней и нижней частях содержание илистой фракции

Таблица 57. Механический состав таежного дифференцированного глубоко-крупнопо-слоистого суглинка*, %. Разрез 10—71

Генезис	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Потеря при обработке HCl	Размер частиц, мм					
				1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
A1g1	11—22	3,05	4	6	7	31	12	10	24	50
B1g(G2)	22—40	2,71	4	9	7	41	12	8	23	43
B2g	40—70	2,85	5	0	10	43	9	8	27	63
⊥C2	70—85	3,11	4	0	8	42	5	8	31	45
	85—105	2,68	4	0	10	39	5	8	31	47
	105—140	3,51	5	0	10	38	10	10	27	47
G2(Cg)	140—160	2,43	4	0	10	40	10	8	28	46
	160—170	3,21	3	0	10	40	10	8	29	47

* Анализы Ю. И. Коломийца.

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 B1g содержание ила несколько выше. Таким образом, цветовая элювиально-иллювиальная дифференциация не сопровождается дифференциацией текстурной. Верхняя часть длительно-мерзлого горизонта содержит несколько больше ила, чем все остальные части профиля (табл. 57).

В отношении распределения в профиле почвы валовых R_2O_3 обнаруживаются закономерности, свойственные глеезёмам дифференцированным. Содержание валового Fe_2O_3 в горизонтах A2g1 и B1g отражает морфологическую элювиально-иллювиальную дифференциацию и свидетельствует о возникновении последней именно в результате перераспределения окислов железа. Книзу содержание железа уменьшается, а затем вновь несколько увеличивается (на глубине около 1 м), что может быть связано как с гидрогенно-аккумулятивным эффектом, так и с выходящей миграцией растворов. Содержание валового Fe_2O_3 в горизонте B1g является самым высоким в катене; его можно объяснить не только вертикальной, но и латеральной миграцией этого элемента по катене и частичным осаждением его в разрезе 10—71 в связи с расположением здесь, на границе болота и суходола, окислительно-восстановительного барьера катены (табл. 58).

Распределение аморфного Fe_2O_3 в большей мере отражает условия современной миграции железа, а также современное распределение степени оглеения в профиле. По этому показателю почва разреза 10—71 значительно отличается от глеезёма автоморфного, в котором было выявлено отчетливое элювиально-ил-

Таблица 58. Валовой состав таежного дифференцированного глубокогрунтово-глеевого глееэема, % на прокаленную почву *. Разрез 10—71

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	K_2O	Сумма
A2g1	11—22	10,00** / 48,42	76,84 / 59,85	12,26 / 20,84	4,07 / 16,80	1,30 / 2,70	0,62 / 2,01	95,48 / 95,24
B1g(G2)	22—40	7,17 / 17,40	74,10 / 56,84	12,80 / 21,31	3,66 / 12,50	1,30 / 2,08	1,18 / 2,07	95,49 / 95,06
B3g1	40—70	6,58 / 45,35	74,10 / 59,71	13,32 / 22,11	3,10 / 12,80	2,25 / 2,24	0,50 / 2,42	45,37 / 96,03
BCG2	70—85	7,15 / 15,05	73,09 / 58,24	14,78 / 23,87	4,15 / 13,71	1,77 / 2,97	1,51 / 2,25	95,30 / 96,74
	85—105	6,07 / 16,79	73,48 / 58,65	13,76 / 22,13	3,43 / 12,14	1,54 / 2,80	1,40 / 2,57	99,69 / 96,35
	105—140	7,30 / 16,07	73,12 / 58,33	14,25 / 21,04	4,49 / 12,11	2,15 / 2,83	0,86 / 2,52	94,94 / 93,70
G2g(C2)	140—160***	8,19	73,32	14,11	1,79	1,05	1,41	99,28
	160—170	4,98 / 15,80	73,42 / 59,34	14,35 / 22,48	4,87 / 12,91	2,02 / 2,83	0,81 / 2,40	95,51 / 96,02

* Аналитик Т. А. Востокова и Д. Т. Лешкина. ** В числителе — обычное прокаливание, в знаменателе — после кислой фракции. *** Для этого горизонта нет данных по составу илистой фракции.

лювиальное перераспределение аморфного железа, с максимумами в верхнем иллювиальном и в надмерзлотном горизонтах. В разрезе 10—71 его общее количество меньше, несмотря на значительно большее оглеение. Это свидетельствует об элювиально-глеевом выносе железа по профилю. Элювиально-иллювиальная дифференциация горизонтов A2g1 и B1g по содержанию аморфного Fe_2O_3 практически стирается. Оно приобретает аккумулятивное распределение в профиле, с максимумом в верхних минеральных горизонтах и в грунтово-водной части профиля. Надмерзлотного максимума в результате прогрессирующего нарастания оглеения уже не наблюдается.

Подобное несоответствие в распределении валового и аморфного железа по профилю отражает изменения, происходящие в почве в результате заболачивания. Элювиально-иллювиальное перераспределение валового и аморфного железа возникло на предшествующей автономной стадии почвообразования; эта почва была дифференцирована сильнее, чем автоморфный глеезем на вершине увала. По-видимому, существовал и надмерзлотный максимум Fe_2O_3.

Сейчас под влиянием усиления оглеения во всем профиле и больше всего в его средней и нижней частях нарушается соответствие в распределении аморфных и валовых форм Fe_2O_3. Сильнее всего это проявилось в средней и нижней частях профиля: распределение аморфного железа в них выровнялось, в результате надмерзлотный максимум оказался стертым и в то же время стала выявляться небольшая гидроксенная аккумуляция подвижного железа. В верхних минеральных горизонтах практически стерлось элювиально-иллювиальное распределение аморфного Fe_2O_3, его содержание в горизонтах A2gl и B1g стало почти одинаковым, что связано с усилением их оглеения.

В то же время разрез 10—71 перестает быть местом окислительно-восстановительного барьера катены. В связи с наступанием болота он имеет тенденцию к передвижению вверх по склону. По накопленному количеству в профиле аморфного Fe_2O_3 уже отмечается начальный этап элювиально-глеевого выноса железа из профиля. Поэтому можно полагать, что возникшая на окислительно-восстановительном барьере аккумуляция валового железа будет постепенно уменьшаться в результате развития элювиально-глеевого процесса, по мере наступания болота и передвижения этого барьера вверх по склону.

Распределение валового Al_2O_3 в верхней части минеральной толщи отражает ту элювиально-иллювиальную дифференциацию профиля, которая возникла на стадии автономного дифференцированного глеезема. Вместе с тем в средней и нижней частях толщи профиля иллювий содержится в больших количестве, чем в автономном глееземе. По-видимому, это латеральная аккумуляция, происходящая в течение очень длительного времени. Вместе с тем во всей толще почвы содержание аморфного Al_2O_3 значительно меньше, чем в автономном глееземе. По-видимому, в результате начавшегося элювиально-глеевого процесса Al_2O_3 термитов профилей и некоторые составляют небольшую гидроксенную аккумуляцию, наблюдаемую в грунтово-водном горизонте.

Вся надмерзлотная часть профиля обеднена валовым CaO, что можно объяснить положением почвы на склоне и промыванием верхних горизонтов дополнительным количеством влаги. Их обеднение кальцием, скорее всего, произошло до начала грунтово-глеевого заболачивания и может усилиться в результате поверхностного заторфовывания этого участка, которое наступит позже. Толща, находящаяся под влиянием почвенно-грунтовых вод, напротив, несколько обогащена CaO. Он, по-видимому, приносится болотной водой, и это объясняет сегрегный характер первых стадий заторфовывания этой катены.

Минимум валового MgO отмечается в элювиальном горизонте, что характерно для автономного глееземах такое распределение его сложилось в предшествующую стадию почвообразования. В профиле почвы наблюдаются еще два максимума

MgO — надо- и подмерзлотный. Трудно сказать, что их обусловливает, но вряд ли начавшееся заболачивание.

Илистая фракция элювиального горизонта несколько обеднена Fe_2O_3, Al_2O_3 и MgO и относительно обогащена SiO_2. Следовательно, качественный характер трансформации в глинистой части почвы здесь остается таким же, как и в автономном ландшафте; эти трансформации, очевидно, сложились на автономной стадии развития этой почвы и в заболачивающем ее склоне. В самых нижних горизонтах их незначительно обогащен R_2O_3, что, возможно, определяется некоторой гидрогенной аккумуляцией их аморфных соединений, вызванной погружением 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 оглеения средней и нижней частей профиля и приближение стабильно глеевого горизонта к поверхности. Усиление оглеения наблюдается и в верхних элювиальных горизонтах, что может быть связано с тремя причинами, действующими одновременно: с ухудшением водопроницаемости нижней половины почвенной толщи в связи с появлением горизонта почвенно-грунтовых вод, затем с подпором латерального потока верхних горизонтов со стороны болота и с усилением степени оглеения в верхних горизонтах после пожара. Увеличение оглеения по всему профилю стимулирует элювиально-глеевый вынос растворимых веществ из почвенной толщи, в частности соединений железа и алюминия. Одновременно происходит перераспределение аморфных форм этих соединений по аккумулятивному типу.

В нижней части профиля наблюдается небольшая гидрогенная аккумуляция аморфных R_2O_3, гумуса и CaO: разрез 10—71 располагается в зоне окислительного горизонта почвенно-грунтовых вод. Усиливается иллювирование гумуса в верхние минеральные горизонты. Предшествующая заболачиванию стадия развития этой почвы представляла собой глеевую таежную дифференцированную. В связи с положением в нижней части склона элювиально-глеевая дифференциация этой почвы была выражена сильнее, чем на вершине увала, и по морфологии горизонта A2gl, и по степени его обеднения R_2O_3: эта почва была и сильнее оглеенной. Но по морфолого-химическим свойствам ее дифференциация никогда не имела того характера, который свойствен подзолистым суглинистым почвам.

Глееземы таежные дифференцированные грунтово-глеевые

Эта почва развита в трансэлювиально-гидроморфном секторе катены и представлена на гряде-острове, который с одной стороны отделен от основного массива незаболоченного участка торфяником 2, а с другой — непосредственно граничит с торфя-

ником 1. Небольшое увлажнение создается почвенно-грунтовыми водами, залегающими на глубине 60—80 см. Их горизонт сформировался в результате внедрения болотных вод со стороны сфагновых болот, которые соединялись под грядой. Поперечник гряды сейчас равен примерно 15—20 м, превышение над поверхностью болот наиболее высокой центральной части гряды не более 1 м. Следов поверхностного сбведения со стороны болот не прослеживается (за исключением самых крайних частей гряды-острова).

Разрез 14-71. Разреженный угнетенный пихтово-кедровый лес с сосной, осиной, редкими березой и ольхой. Напочвенный покров кустарничково-зеленомошный. Очень мощный ярус кустарничков — багульника и брусники (толщиной 30—35 см), немного осоки и хвоща. По понижениям с краевых частей гряды внедряется пятна сфагновых мхов.

О1 0—11 см. Темно-бурая торфянистая кустарничково-зеленомошная подстилка, плотная, место корней. Переход ясный.

А2gh 11—16 см. Тяжелый суглинок, коричневато-серый, сильноглеевый, обильно пронизан коллоидальным гумусом, рыхлый, бесструктурный, много корней. Переход ясный.

G1 16—20 см. Тяжелый суглинок, неоднородно-окрашенный: на красноватом фоне разбросаны сизые пятна, сырой, слегка сочится вода, слаботиксотропный. Переход постепенный.

Bg 20—40 см. Тяжелый суглинок, на буром фоне большие сизые пятна, влажен и увлажнен меньше, чем залегающий выше слой, почти сырой, рыхлый, бесструктурный, корней немного. Переход ясный.

G2 40—150 см. Тяжелый суглинок, мокрый, на сизом фоне ржавые пятна разных размеров и интенсивности окраски; сохранилась, но разрушается макропризматическая структура, можно заметить в горизонтальной ориентировке белесой присыпкой и ржавыми пленками.

В морфологии этой почвы отчетливо прослеживается признак предшествовавшей стадии развития — глееземов таежного дифференцированного — и современной стадии — глеевой, связанной с близким залеганием и профилем горизонта почвенно-грунтовых вод. Предшествовавшая стадия отражена наличием кустарничково-зеленомошной подстилки и осветленного горизонта; их мощности обычны для автономных таежных глееземов. Остальные морфологические признаки связаны со вторичным подъемом почвенно-грунтовых вод. Они выражаются в сильном оглеении всего профиля, особенно с глубины 60 см, в интенсивном полуторалитно-гумусовом процессе, способствующем прокрашиванию горизонта A2gh в коричневые тона, в разрушении структуры и сложении нижних горизонтов профиля и породы под влиянием сильного и стабильного оглеения.

Следует отметить, что подобную же крупноореховатую структуру и типичных глееватов с белесой присыпкой и ржавыми пленками сложение можно было наблюдать и в разрезе 9—71 автономного таежного глеезема. Это признак породы, так как присыпка имеет горизонтальное залегание. Ранее указывалось (Корягова, 1973а), что под воздействием почвообразования наблюдает-

Таблица 59. Свойства таежного дифференцированного грунтово-глеевого глеезема *. Разрез 14 - 71

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	Поглощенные катионы, мг-экв на 100 г почвы				Ненасыщенность, %	Al_2O_3	Fe_2O_3
		водной	солевой		Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	сумма		в %	
O1	0—11	4,2	3,1	99,32**	18,0	2,7	25,7	46,4	55	—	—
A2gG	11—16	4,2	3,1	3,1	3,1	1,1	13,8	18,0	76	0,36	0,84
G2$_1$	16—26	4,5	3,2	1,8	6,6	3,1	10,1	19,8	51	0,34	0,55
Bg	26—40	4,6	3,4	1,2	8,1	4,4	8,5	21,0	40	0,30	0,48
	40—62	4,6	3,6	0,8	7,8	3,8	7,2	18,8	38	0,29	0,43
G2$_2$	80—90	4,8	3,7	0,6	9,2	4,5	2,2	16,9	14	0,24	0,44
	95—125	5,2	4,1	0,6	11,7	4,0	2,4	18,1	13	0,19	0,42
	135—150	5,2	4,1	0,5	12,7	7,8	2,3	22,8	8	0,24	0,43

* Аналитик Ю. М. Хлебова и Л. И. Иванова.
** Потеря при прокаливании.

ся нарушение горизонтальности сложения этих горизонтов и прослойки: в частности, под напором нисходящего передвижения растворов расположение прослойки становится вертикальным, струйчатым; она заполняется в трещины и поры и обволакивает ореховатые структурные отдельности. В этой почве прослойка имеет первичное горизонтальное залегание. Это свидетельствует о том, что нижние горизонты профиля не являются иллювиальными, а представляют собой слабо затронутую почвообразованием толщу.

По величине и распределению кислотности эта почва является почти аналогом предшествующей. Наиболее кислыми являются подстилка и элювиальный горизонт, книзу величина кислотности постепенно снижается, но выщелоченность нижней части профиля (не только по величине pH, но и по содержанию поглощенных оснований) является более умеренной. Это могло быть выражено и до заболачивания, поскольку почва формировалась на относительно дренированном элементе рельефа. Выраженность иллювиально-гумусового процесса по глубине остается почти такой же (им охвачено около 40 см), но, по-видимому, вследствие изменения характера гумификации в грунтово-глеевой почве наблюдается коричневое окрашивание верхних минеральных горизонтов (I фракция гуминовых кислот).

Поглощающий комплекс грунтово-глеевой почвы в горизонте A2gG сравнительно с другими подобными горизонтами катены наиболее сильно обеднен основаниями и наиболее ненасыщен. Это, очевидно, следует связать с активным воздействием на него органических кислот и иллювированием гумуса (табл. 59).

Почва сформирована в однородной тяжелосуглинистой толще. Относительно обеднены илом два горизонта — A2gh и $G2_1$, что не соответствует цветовой морфологической выраженности последнего горизонта: он не является осветленным. Максимальное содержание илистой фракции отмечается в средней части профиля, в горизонте Bg. Книзу оно вновь становится таким же, как в верхних горизонтах.

Поскольку в горизонте Bg с максимальным содержанием ила не отмечается морфологических признаков иллювирования, можно предполагать, что из лежащих выше горизонтов ил вымывался главным образом латеральным путем. Возможно, происходила и его трансформация, и частичное разрушение, как это установлено для элювиальных горизонтов глееземов (Градусов, Палечек, 1968; Тергульман и др., 1974; Никитин, Градусов, 1977). Горизонт Bg по содержанию илистой фракции близок к тяжелосуглинистым породам, распространенным в ареале Нань-Ях. Это приводит к заключению, что некоторое обеднение нижних горизонтов профиля илом могло произойти в результате осаждения почвенно-грунтовых вод и взмучивания ила при их флуктуации.

Следует отметить, что сильное осветление и даже тиксотропность горизонта $G2_1$, по-видимому, определяются его залеганием над горизонтом Bg, относительно обогащенным илом и затрудняющим просачивание передвижение влаги (табл. 60).

В валовом составе грунтово-глеевой почвы, в общем очень монотонном по профилю, обнаруживается потеря всей почвенной толщей CaO и обычное 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 ила наблюдается некоторое обеднение Fe_2O_3 в горизонте A2gh и относительное увеличение содержания SiO_2. Распределение валового Al_2O_3 и в иле и в мелкоземе стабильно по профилю. Лишь в самом нижнем горизонте илистая фракция несколько обеднена Fe_2O_3 и обогащена Al_2O_3 (см. табл. 61).

Распределение по профилю аморфных R_2O_3 имеет аккумулятивный характер, с небольшим максимумом в горизонтах A2gh и $G2_1$. Таким образом, процесс элювиирования содержащих аморфных R_2O_3 в профиле, зафиксированный в глубоко-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 монотонно.

Аналитические данные позволяют предполагать, что предшествовавшая стадия развития этой почвы — более тяжелый по гранулометрическому составу и характеризовалась отчетливой элювиально-иллювиальной дифференциацией: элювиальный горизонт имел мощность 15 см (современные горизонты A2gh и $G2_1$) и выделялся по осветлению, потере ила, валового Fe_2O_3 и MgO. Это спро-

Таблица 60. Механический состав таежного дифференцированного грунтового глеевого солонца. %. Разрез 14—71

Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Потери от обработки 10%-ной HCl	Размер частиц, мм						
				1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
A2g	11—16	3,28	0	0	10	30	8	14	38	65
G2$_1$	16—20	3,20	0	0	10	42	8	13	27	48
B$_E$	20—40	3,58	0	0	9	37	10	11	33	54
	40—60	3,33	4	0	10	44	9	5	27	41
G2$_2$	60—80	2,54	4	0	11	43	9	10	25	42
	80—120	2,36	4	0	11	43	9	10	25	43
	120—150	3,22	4	0	10	43	7	13	23	43

* Анализы Л. А. Чуковой.

Таблица 61. Валовой состав таежного дифференцированного грунтово-глеевого, % на прокаленную почву *. Разрез 14—71

Горизонт	Глубина, см	Потери при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
A2g	11—16	7,37** / 21,79***	77,20 / 37,62	13,39 / 23,07	3,55 / 11,74	0,95 / 2,01	0,69 / 2,17	0,10	90,21 / 68,11
G2$_1$	16—20	3,09 / 16,11	77,12 / 36,65	13,37 / 23,12	3,63 / 12,17	0,90 / 2,44	0,95 / 1,79	0,05	90,28 / 66,47
B$_E$	20—40	3,82 / 17,76	76,24 / 58,55	13,71 / 23,67	4,09 / 12,81	0,68 / 2,00	1,10 / 1,35	0,09	90,81 / 67,35
	40—60	3,19 / 17,25	76,11 / 55,85	13,38 / 23,81	4,89 / 12,61	1,05 / 2,24	1,25 / 2,41	0,09	90,77 / 66,73
G2$_2$	60—80	2,84 / 17,10	76,60 / 55,87	12,89 / 23,61	4,43 / 12,25	1,35 / 3,05	1,58 / 3,68	0,14	90,53 / 67,22
	80—120	2,65 / 17,13	75,09 / 53,96	13,85 / 29,63	4,39 / 12,75	1,43 / 2,88	1,42 / 2,43	0,14	90,71 / 66,10
	120—150	3,08 / 17,35	75,16 / 57,66	14,05 / 24,50	4,96 / 10,89	1,32 / 1,91	1,54 / 2,13	0,12	90,97 / 67,30

* Анализы Г. А. Ветровой и Д. Г. Лапшиной.
** В числителе — состав валовой пробы. *** В знаменателе — состав илистой фракции.

вождалось, по-видимому, и сопутствующей дифференциацией аморфных R_2O_3, обычной для подобных почв.

Появление почвенно-грунтовых вод в профиле, усиление оглеения и относительный подбор шлейфующих токов способствова-

ли ослаблению и затуханию некоторых ЭПП, действующих в профиле, и появлению новых. По-видимому, перестали действовать ЭПП, обособляющие элювиальную осветленную толщу, прекратились вынос ила, Fe_2O_3 и элювиально-иллювиальное перераспределение аморфных R_2O_3. Изменился качественный характер ЭПП гумификации: образующиеся гумусовые соединения приобрели гуматный состав, и их илювирование в верхние минеральные горизонты окрасило последние в коричневый цвет.

Усиление оглеения в условиях подпора грунтовыми водами способствовало активному перераспределению в профиле аморфных R_2O_3, особенно оксидов железа. В результате были стерты максимумы в распределении валового и аморфного Fe_2O_3. Как реликт сохранилась обедненная валовым Fe_2O_3 элювиальная толща бывшего автономного глееземa. Сейчас нижняя ее часть (горизонт G_2) под влиянием относительной аккумуляции аморфного Fe_2O_3 окрасилась в интенсивно-ржавые тона, маскирующие обеднение горизонта G_2 валовым железом.

Таким образом, эта почва, как второй член в ряду грунтового заболачивания, отличается усилением и некоторым изменением тех же процессов, которые отмечались в первом члене этого ряда. Оглеение охватывает всю толщу профиля. Под его влиянием происходит перераспределение аморфных R_2O_3, по-видимому, сопровождающееся их небольшим элювиально-глеевым выносом. Об этом можно судить только предположительно (по отсутствию максимумов в их распределении), но если вынос здесь и происходит, то он все же затушевывается подпором грунтовыми водами. Вся почвенная толща теряет CaO.

Верхние минеральные горизонты пропитываются коричневым илювиальным гумусом. В нижних горизонтах выражена гидрогенная аккумуляция гумусовых соединений. В первом звене ряда грунтового заболачивания отмечалась и небольшая гидрогенная аккумуляция аморфных R_2O_3 и CaO. По-видимому, это обусловливается тем, что в глубоко-грунтово-глеевой почве горизонт почвенно-грунтовых вод находится в зоне выклинивания, его воды взаимодействуют с подмерзлотными латеральными водами водораздела и обогащаются растворенными в них веществами. В грунтово-глеевой почве присутствуют только болотные воды, содержащие много растворенного гумуса, мало Ca и совсем не содержащие R_2O_3 (см. выше, состав болотной воды).

Глееземы болотные торфяные

Эти почвы формируются в торфяном гидроморфном секторе катены и играют основную роль в ее супераквальной части, представленной торфяником 2. Ниже рассматривается наиболее молодая краевая часть этого торфяника.

Заболачивание на этом участке осуществлялось, по-видимому, сначала грунтовым путем, а затем произошло затопление болотной водой. Таким образом, в целом здесь отмечается забола-

чивание по смешанному типу, но грунтовое заболачивание проявилось раньше и было более длительным, поверхностное затопление завершило этот процесс. Разобщенность во времени разных типов заболачивания на одних и тех же участках достаточно часто встречается в таежной 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 в ложной тайге были описаны нами ранее (Караваева, 1978б).

Разрез 11 – 71. Обводненная окраина торфяника 2, прижавшийся к склону сухолесья, поперечник около 40 м. Кедрово-березовый гибнущий лес с одиночными елями. Очень много сухостоя и валежника. Редкий угнетенный кедровый подрост. Многочисленные валежины образуют повышения макрорельефа, между которыми располагаются обводненные мочажины, заросшие вейником, сабельником, осокой топяной, хвощом топяным и сфагнумом. На валежинах — княженика, седмичник, майник, хвощ лесной, зеленые мхи. Разрез описан в мочажине.

О1 0—20 см. Вейниково-сфагновый пушистый торф, неразложившийся, с древесными остатками, пропитан водой.

АО 20—38 см. Хвощово-осоково-сфагновая торфяная подстилка с обильными остатками березы, плохо разложившаяся, пропитана водой. Переход ясный.

Gh 38—43 см. Сизовато-светло-бурый с ржавыми пятнами, пылеватый, прокрашивающийся гуминовыми гуминовыми кислотами, мокрый.

G2 43—60 см. Пятнистый, рыжо-сизый, глинистый, мокрый.

G1 60—100 см (вод). Сизый, с редкими ржавыми пятнами, глинистый, мокрый.

В морфологии этой почвы отражены признаки по крайней мере двух стадий почвообразования. В зеленомошной подстилке и лежащем под ней осветленном горизонте заключается предшествовавшее таежное тлеземное почвообразование. Оглеение всего профиля и нарастание слоя низинного торфа соответствуют современным условиям развития болота. Двуслойность органоминерального горизонта отражается не только в степени его разложения и вещественном составе, но и в величине потери при прокаливании. Поглощающий комплекс обеднен основаниями и значительно ненасыщен в горизонтах О1, АО и Gh (табл. 62).

Тем не менее автоторфяные по валовому типу способствуют некоторому уменьшению кислотности и ненасыщенности: их величина меньше, чем в глеземах автоморфных и грунтового увлажнения. По-видимому, до заболачивания (или до затопления) в почвенном профиле был сформирован элювиальный горизонт значительной мощности: обеднение илистой фракцией прослеживается в толще горизонтов Gh и G2. То же отражено и в распределении валового Fe_2O_3 (табл. 63, 64).

В то же время валовой Al_2O_3 и в железозем, и в ил практически не дифференцирован по профилю (табл. 66). Потеря Fe_2O_3 и MgO выражена только в горизонте Gh, имеющем мощность 5 см. Подобных мощность обедненного горизонта характерна для

Таблица 69. Свойства болотного торфяного глеезема*. Разрез 11—71

Горизонт	Глубина, см	pH водный	pH солевой	Гумус, %	Подвижные вещества, экстр. по Тюрину, в мг-экв				Влагоемкость, %	Al_2O_3 / Fe_2O_3	
					Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	сумма		по Тюрину, %	
O1	0—20	5,0	3,4	93,31**	10,6	7,2	40,8	90,7	66	—	—
O2	20—35	5,0	3,9	72,51	12,1	7,1	36,0	53,8	64	—	—
Gh	35—43	4,5	3,4	7,4	6,7	4,0	12,6	24,3	52	0,70	0,71
G2	43—60	4,5	3,4	2,6	6,3	5,3	8,2	20,0	39	0,57	1,21
G1	60—100	5,0	3,9	1,3	11,1	0,7	5,2	23,5	32	0,57	0,85

* Автоморфы 30 м. Колхозные с. п. Протоки. ** Остаток не проанализирован.

автоморфных таежных глееземов. Возможно, что в этой почве отражены не два, а три стадии почвообразования: автономная, грунтово-глеевая и современная торфяно-глеевая. Достоверно различить признаки первых двух стадий не представляется возможным.

Можно предположить, что на автономной стадии был сформирован глеезем с элювиальным горизонтом мощностью 5 см и что в это время в нижнюю значительную обедненную частью фракции этого горизонта окислами железа и магния, а также иным основанием из элювиального химизме. На грунтово-глеевой стадии окислы железа перераспределились (аккумулировались) по профилю, с одновременной гидрогенной аккумуляцией их в нижних горизонтах.

Изменилось распределение и аморфных R_2O_3. Оно было обусловлено не только усилением оглеения в самом профиле, но, очевидно, и латеральным подтоком подвижных R_2O_3, гумуса и суспензий из лежащего выше по склону сектора (разрез 10—71), что также увеличило увлажнение и элювиально-глеевый вынос подвижных соединений. Рассматриваемая почва оказалась в транзитно-аккумулятивных условиях в отношении подвижных R_2O_3, гумуса и суспензий.

В связи с ростом торфяника 2 почва подверглась автоморфно-торфяному заболачиванию стал смешанным. Эта современная стадия почвообразования характеризовалась оглеением всего профиля, формированием слоя слитного торфа, аккумуляцией процесса элювиирования подвижных гумусовых соединений и, повидимому, перераспределением окислов железа в соответствии со сменой окислительно-восстановительных условий.

Следует отметить, что процесс элювиирования гумуса в верхние минеральные горизонты сопровождается аккумуляцией в них органических коллоидов. Происходит утяжеление этой части профиля, ее кольматаж органическим илом, что усиливает пере-

Таблица 63 Механический состав болотного торфяного глеесема *, %. Разрез 19—71

Горизонт	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Потеря от обработки HCl, %	Размер частиц, мм							
				1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,005	<0,01
G3	33—43	3,70	5	0	6	37	10	7	36	51	53
G2	43—60	4,26	4	0	9	37	10	12	28	49	50
G1	60—100	4,74	6	0	8	31	8	13	35	57	65

* Анализы Ю. М. Колобаева. ** После обработки H_2O_2.

Таблица 64 Валовой состав болотного торфяного глеесема *. Разрез 19—71

Горизонт	Глубина, см	Потеря при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Сумма
G3	33—43	11,70** / 23,59	75,27 / 56,40	14,21 / 25,56	4,43 / 8,08	1,25 / 2,26	0,22 / 1,32	97,08 / 99,09
G2	43—60	8,02 / 19,58	77,74 / 60,84	14,37 / 33,85	3,04 / 12,70	1,31 / 2,20	1,13 / 1,85	98,70 / 99,09
G1	60—100	8,07 / 17,71	71,51 / 56,73	15,58 / 28,58	6,29 / 12,47	1,45 / 2,38	1,61 / 1,95	98,39 / 97,32

* Анализы С. А. Богатырева и Л. Г. Дергуна. ** В числителе — состав почвенной массы, % от прокаленной навески, в знаменателе — состав золы, % на гигроскопическую навеску.

увлажнение лежащей выше оторфованной толщи. Этот процесс настолько интенсивен, что усиливает почву на одну градацию механического состава. Рассматриваемая почва относительно гумусированной и легкоглинистую (см. табл. 63).

Таким образом, эта почва как третий член в гидрогенно-торфяном ряду почв характеризуется своей группово-глеевого заболачивания сочетанием. На стадии заторфования особенно усиливается элювиально-гумусовый процесс дерново-подбольной интенсивности по мощности оторфованной ее толщи и количеству гумуса и приводит к количественному дерновых минеральных горизонтов органическим углом, что способствует еще большему переувлажнению растущего торфяного слоя.

РАЗВИТИЕ КАТЕНЫ ГРУНТОВОГО И СМЕШАННОГО ЗАБОЛАЧИВАНИЯ

Так же как и в ранее рассмотренных случаях, состояние этой катены неустойчивое. Причина этого — то супераквальная часть — растущие торфяники. Особенностью катены является

расположение ядра древнего (бореал), сильно обводненного болотного массива, возникшего в результате заторфовывания русла и долины реки (бытовая эрозия). Этим объясняется повышенная обводненность этого болота, характерная в первых стадий его формирования. Поэтому влияние болота на прилегающую периферию суходола началось задолго до того, как его рельеф принял выпуклую форму (даже сейчас на окраине болота, прилегающей к суходолу, выпуклый рельеф не выражен).

Сбор избыточной влаги из болота происходил грунтовым путем. Подъем уровня почвенно-грунтовых вод проявился сначала в понижении склона, ставшем впоследствии торфяником 2. Это произошло, по-видимому, в интервале от 1 до 2 тыс. лет назад, в начале—середине субатлантического периода. Заторфовывание, как уже говорилось, началось в последнее тысячелетие и, можно думать, было стимулировано внедрением заторфованных (первоначально переходного) болотных вод, поступавших с торфяника 1. Формирование торфяника 2 и его обводненность способствовали отделению от основного массива суходола гряды, которая и превратилась в его теперешнюю почвенно-грунтовых вод.

По-видимому, примерно в это же время болотные воды затопили нижнюю часть склона суходола (разрез 11—71) и вторглись в его среднюю часть (разрез 10—71), благодаря чему протяженность суперакральной части затека значительно увеличилась. Можно полагать, что это было ниже, чем 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 котловине. Тем самым заболачивание затека в течение длительного времени осуществлялось (и продолжает осуществляться) почвенно-грунтовым путем по механизму «подъема почвенно-грунтовых вод, увлечение подпочвенных». Затем «подготовленный» субстрат подвергся затоплению, что привело к началу торфообразования. Таким образом, последний этап заболачивания, связанный с поступлением влаги поверхностным путем, является решающим для возникновения торфяника-колпачка.

Следует подчеркнуть, что в пределах таежной зоны при заболачивании суходолов начало торфообразования всегда связано с избытком поверхностной влаги. Даже если почвенно-грунтовые воды ложатся неглубоко, они не стимулируют торфонакопления; последнее начинается только тогда, когда вступает в действие поверхностное заболачивание. Это может быть связано с двумя причинами: 1) поверхностная влага — прямой стимулятор развития гидрофильной растительности и торфонакопления; 2) при развитии болот подъем почвенно-грунтовых вод по периферии суходола — медленный процесс, рост торфяной залежи и следующее за ним затопление суходола опережают тот момент, когда почвенно-грунтовые воды могли бы подняться настолько

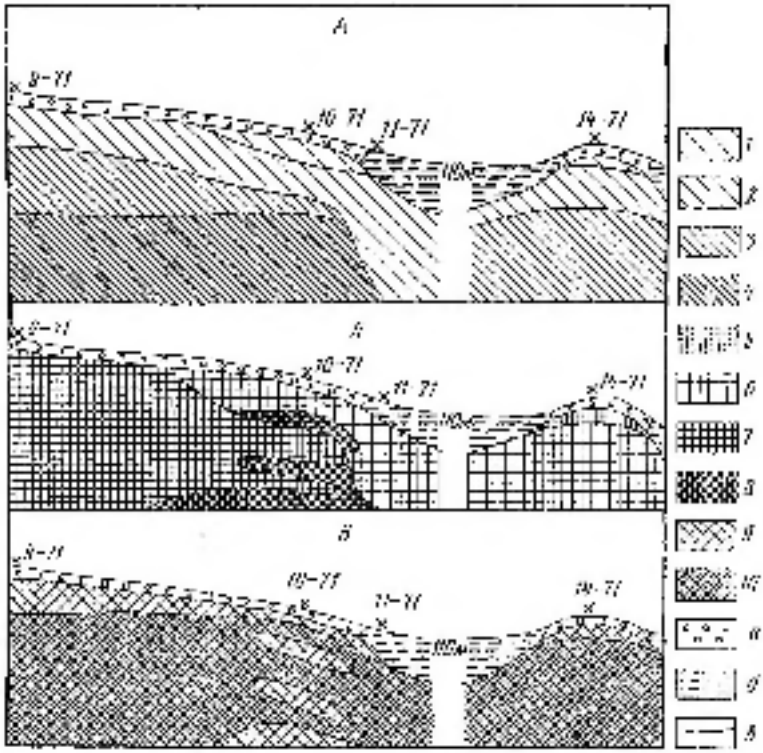


Рис. 28. Распределение pH водного, валового CaO и MgO в катено почвенно-грунтового (с смешанного) заболачивания

А — pH водной: 1 — <4,5; 2 — 4,5—5,0; 3 — 5,0—6,5; 4 — >6,5. Б — валовой CaO, %: 5 — <0,5; 6 — 0,5—1,0; 7 — 1,0—2,0; 8 — >2,0. В — валовой MgO, %: 9 — 0,5—1,0; 10 — 1,0—2,0; 11, 12, 13 — см. рис. 15, 9—11, 16—17. — разрез

близко к поверхности, чтобы вызвать соответствующую смену фитоценозов и начало торфонакопления.

Особенность перегнойно-торфянистой катены при почвенно-грунтовом типе заболачивания, ее динамика обусловливаются по сути дела ведущим ЭПП — оглеением — 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 оглеения верхней части профиля, а также возможностью нисходящего перемещения в ней влаги. Иначе говоря, здесь важна степень подпора нисходящего тока влаги почвенно-грунтовыми водами и состав последних.

Поскольку режим и состав почвенно-грунтовых вод очень сильно варьируют в зависимости от локальных факторов забо-

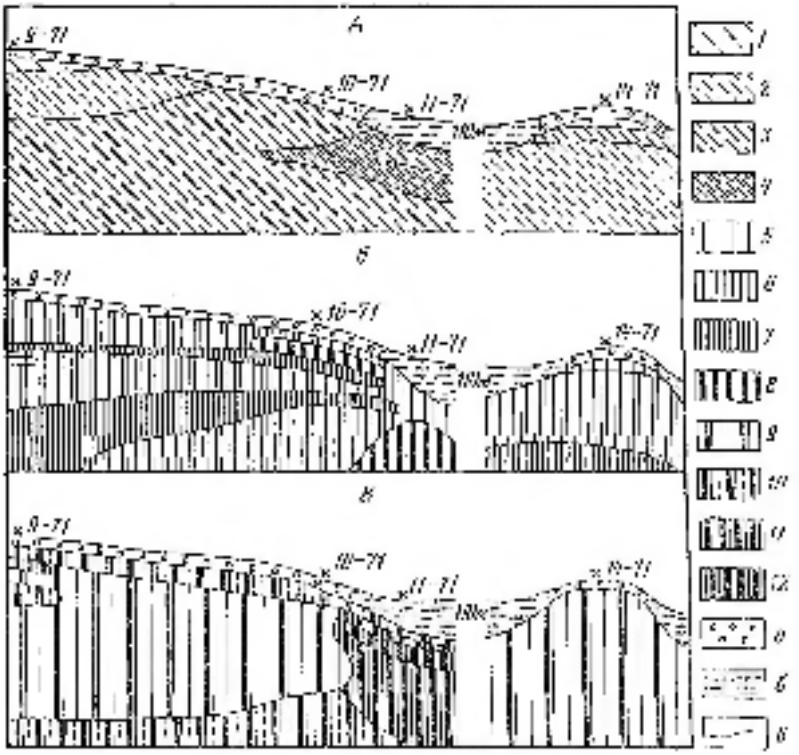


Рис. 21. Распределение илистой фракции и форм Fe_2O_3 в катене почвенно-грунтового (и сопутствующего) заболачивания, %

А — валовое содержание фракции: *1* — <20; *2* — 20—35; *3* — 35—50; *4* — >50. *Б* — подвижное Fe_2O_3: *5* — 5,0—4,0; *6* — 4,0—3,0; *7* — 3,0—2,0; *8* — 2,0—1,0. *В* — Fe_2O_3 по Тюрину: *9* — 0,4—0,6; *10* — 0,6—0,8; *11* — 0,8—1,0; *12* — >1,0. *а* — состав подстилки. *б* — торф; *в* — пределы почвенных горизонтов. *9—71, 10—71...* — разрезы

лачивания, то следует ожидать такого же варьирования и в характере процессов, сопутствующих описанию при почвенно-грунтовом заболачивании на тяжелых породах. Это касается напряженности процесса элювиально-глеевого выноса R_2O_3 и или из почвенной толщи в целом и проявления (или отсутствия) в нижней части профиля гидрогенной аккумуляции подвижных соединений, в частности R_2O_3 и гумуса. Поэтому важно отделить те процессы, которые обязательны при почвенно-грунтовом заболачивании и сопровождают (хотя и не определяют) его, от процессов, проявление которых не является обязательным и которые представляют собой лишь частный случай, характерный для данной катены.

Рассмотрение свойств осевших профилей катены, формирующихся на почвенно-грунтовых водах, показывает, что в водных минеральных горизонтах, а иногда и в подстилке наблюда-

ется заметное подкисление (рис. 28, *А*). Поскольку этот признак весьма динамичен, его можно объяснить тем, что перерабатывающие верхней части профиля увеличивается, а подстилка остается той же по мощности и составу, что способствует усилению выщелачивания как органогенного, так и подстилающих минеральных горизонтов. Кислотность лежащих ниже горизонтов на первой стадии заболачивания, как и в автономном ландшафте, постепенно увеличивается с глубиной почти до слабокислых значений. Длительное воздействие кислых болотных вод, внедрившихся в почвенно-грунтовую толщу, приводит со временем к ее довольно глубокому подкислению.

Такая же динамика во времени наблюдается и по CaO (рис. 28, *Б*). На первой стадии заболачивания при глубоком залегании почвенно-грунтовых вод кальций перестает мигрировать из верхней, усиленно выщелачиваемой и наиболее кислой части профиля, в более глубокие горизонты. Под влиянием длительного присутствия и флуктуации кислых почвенно-грунтовых вод вся почвенная толща обедняется CaO по сравнению с автономным ландшафтом.

Для окиси магния, напротив, не обнаруживается динамики, связанной с почвенно-грунтовым заболачиванием. В ее распределении по катене сохраняется одна отчетливая закономерность, характерная для автономного дифференцированного геосистемы: элювиальный осветленный горизонт теряет MgO, а лежащая ниже толща однородна по его содержанию. Это распределение сохраняется во всех заболачивающихся почвах катены как реликт автономной стадии развития. По-видимому, отмеченные и обнаруженные нами процессы не вносят существенных изменений в процессы преобразования глинистого материала почв, связанные с потерей или аккумуляцией магния. Отмеченная закономерность в распределении кислотности, CaO и MgO в толще катены, заболачивающейся по почвенно-грунтовому типу, по-видимому, следует считать характерными для подобных случаев.

Этого нельзя сказать о распределении илистой фракции, которое во многом определяется локальными факторами заболачивания, влияющими на выраженность латерального перераспределения суспензий по катене (рис. 24, *А*). В рассматриваемом случае на склоне к ландшафту 2 происходит замедление латерального суспензионного потока, и почвенный профиль на первой стадии заболачивания оказывается аккумулятивным в отношении ила по сравнению с автономным геосистем. Этот процесс, возможно, был выражен и до заболачивания, последнее могло лишь усилить его эффект благодаря подпору подземных вод, поступающими с торфяника 2. В то же время в условиях более свободной флуктуации почвенно-грунтовых вод (вторая стадия заболачивания) наблюдается общее обеднение ими нижней элювиально-осадочной части профиля. Подобное распределение ила, возможно, нельзя полностью связывать с заболачиванием;

оно могло сложиться еще на автономной стадии развития, так как участок с близкими к поверхности почвенно-грунтовыми водами (грива островов) до заболачивания развивался в условиях относительно свободного стока вещества 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 элювиальной и супераквальной частей, в почве с глубоко залегающими почвенно-грунтовыми водами. В профиле этой почвы, в сущности, имеются два таких барьера: более отчетливый — верхний (горизонт B) и менее отчетливый, располагающийся над грунтовыми водами, в длительно-мерзлом горизонте. Здесь наблюдаются максимальные для катены аккумуляции валового Fe_2O_3, обусловленные не только вертикальной нисходящей и восходящей (от почвенно-грунтовых вод), но и латеральной, нормальной и обратной (от торфяника 2) миграцией его в катене. Поэтому в толще этой почвы распределение железа является наиболее пестрым. Можно предполагать, что из нижней глеевой части профиля происходит элювиально-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, по-видимому, также сопровождающееся его элювиально-глеевым выносом.

Наличие процесса элювиально-глеевого выноса Fe_2O_3 из почвенной толщи при почвенно-грунтовом типе заболачивания отчетливо отражается в распределении по катене его наиболее подвижных аморфных оксидов (рис. 24, *В*). Иллювиальный и надгрунтовый максимумы, которые существуют в автономном глееземе, уже на первой стадии заболачивания не выражены. Распределение аморфного железа приобретает аккумулятивный характер. На второй стадии заболачивания стирается и верхний максимум в распределении аморфных оксидов железа. Можно полагать, что их перераспределение сопровождается элювиально-глеевым выносом железа по почвенной толще; этот процесс, в разной степени выраженный, можно считать общим для почвенно-грунтового типа заболачивания.

Распределение по катене валового алюминия, скорее всего, отражает закономерности, свойственные на суходольном этапе почвообразования и мало или совсем не изменяющиеся при почвенно-грунтовом заболачивании. Минимум валового Al_2O_3 приурочен к элювиальному горизонту глееземов дифференцированного глубоко-грунтово-глеевого, максимальное количество наблюдается в той же почве и в глубоких иллювиальных горизонтах под торфяником 2. Эти закономерности, по-видимому, сложились на суходольном этапе развития катены и определились как соответствующей вертикальной дифференциацией

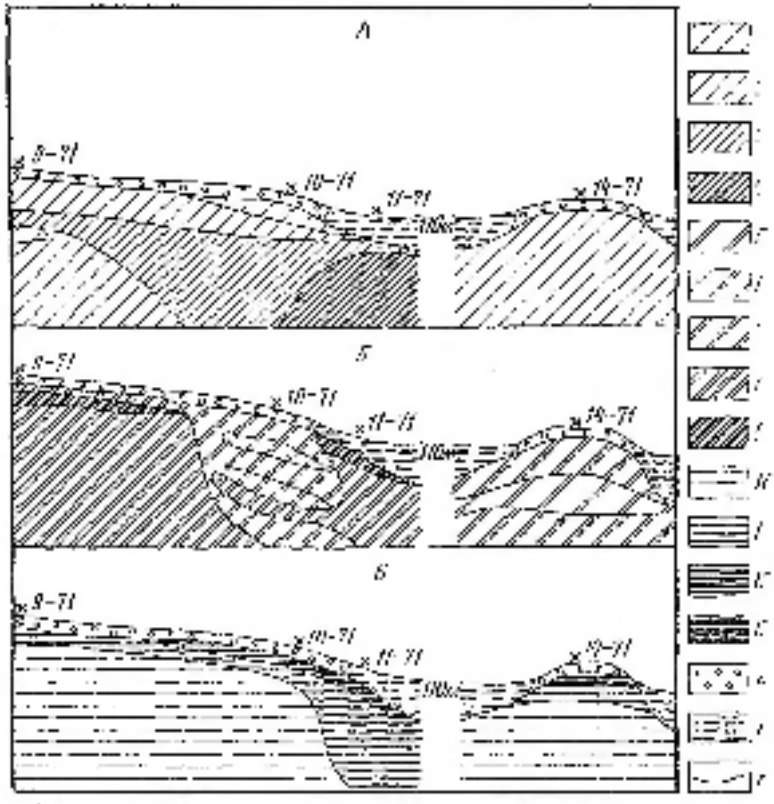


Рис. 29. Распределение форм Al_2O_3 в гумусе в катене почвенно-грунтового (т. скважинного) заболачивания, %

А — валовое Al_2O_3; *I* — <13,0; *2* — 13,0—14,0; *3* — 14,0—15,0; *4* — >15,0. *Б* — Al_2O_3 по Тюрину: *1* — <1; *2* — 1—2; *3* — 2,1—3,0; *4* — 3,1—4,0; *5* — >4,0. *В* — гумус: *1* — <1,0; *2* — 1,0—3,0; *3* — 3,1—5,0; *4* — 5,1—7,0; *5* — >7,0. *а* — легкая подглина; *б* — суглинки; *в* — каменистые гравелистые; *9—71*, *10—71* ... — профили

профиля почвы, так и латеральным передвижением вещества по склону.

Распределение по катене аморфного алюминия позволяет говорить о том, что он, как и Fe_2O_3, подвергается элювиально-глеевому выносу из почвенной толщи (рис. 25, *А*, *Б*). На обеих стадиях почвенно-грунтового заболачивания его общее количество в почвах значительно меньше, чем в автоморфном элементе. Более того, гидроморфный сектор катены является местом транзитной аккумуляции аморфного Al_2O_3. Уже отмечалось, что элювиально-глеевый вынос аморфного Al_2O_3 происходит по-видимому, сопряженно с вымыванием его содержания из профиля. Этот общий процесс также можно считать обязатель-

ным 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 в содержании аморфного Al_2O_3 — надмерзлотный, связанный с латеральным выносом, и почвенный, обусловленный выносом благодаря флуктуации уровня почвенно-грунтовых вод. Здесь же формируется небольшой гидроксидный максимум аморфного Al_2O_3. На второй стадии заболачивания наблюдается наряду с выравниванием содержания аморфного Al_2O_3 по профилю отчетливая зона его гидроксидного выноса.

Подвижные гумусовые соединения распределены по катене вполне закономерно (рис. 25, *В*). Их количество возрастает с усилением оглеения. По мере развития почвенно-грунтового заболачивания содержание гумусовых соединений в глубине профиля минеральных верхних горизонтов профиля увеличивается. Изменяется и их качественный характер, связанный с усилением гидроморфности условий гумификации: слабо выраженное буроватое окрашивание минеральных горизонтов сменяется отчетливой коричневым.

Перейдем теперь к рассмотрению завершающего этапа развития катены после ее затопления поверхностными водами и выделим, что нового в развитие катены принесет этот качественно другой этап. Основная его черта — начало ЭПП торфонакопления, который отсутствовал на всех стадиях почвенно-грунтового заболачивания. Формируется торфяный горизонт, достаточно зольный (низинный обедненный торф). Минимальные значения pH, характерные для грунтово-глеевых почв, сглаживаются, и кислотность почвенной толщи выравнивается. Резко возрастает интенсивность дерново-гумусового процесса. При этом происходит не только прокрашивание минеральных горизонтов, но и их коллоидация органическим илом. Этот процесс развивается, конечно, на фоне латерального подтока органических соединений.

Пожалуй, только эти особенности — возникновение ЭПП торфонакопления, уменьшение кислотности в верхних минеральных горизонтах и повышенную активность ЭПП коллоидирования гумуса — следует связывать с этапом затопления — этапом перехода почвенно-грунтового заболачивания в сверхглубокое. Все остальные особенности гидроморфного торфяного сектора катены определяются его положением у подошвы склона, а связи с чем здесь отмечена аккумуляция, вплоть и транзитная, ила (минерального и лишь отчасти органического), полуторных и аморфных R_2O_3.

Таким образом, причиной неустойчивого состояния рассматриваемой катены, как и в предыдущих случаях, является ее гидроморфный торфяный сектор. Рост торфяной залежи вызывает появление и подъем почвенно-грунтовых вод в аллювиаль-

ней части суходола и трансформирует элювиальное развитие катены в супераквальное. Спонтанное развитие супераквальной части катены приводит к увеличению ее линейной протяженности и к соответствующему сокращению элювиальной части. При почвенно-грунтовом заболачивании на тяжелых породах появляются и (или) усиливаются следующие ЭПП: осолонение, локализованное подкисление верхних минеральных горизонтов, выщелачивание CaO, элювиально-глеевый вынос Fe_2O_3 и, возможно, аморфного Al_2O_3, и выравнивание их распределения в профиле, иллювирование подвижного гумуса.

При сравнении с ЭПП, характерными для поверхностного заболачивания катены, выясняется, что они в обоих случаях почти взаимообратны. Это связано с тем, что кислые болотные воды, попадая в почвенный профиль, создаются кислую глеевую обстановку по всей почвенной толще с доступом и окислительные условия миграции. Виды, воздействующие на почву сверху или снизу, очень близки по химическому составу, так как это одни и те же кислые болотные воды.

В горизонтальное и латеральное перемещение веществ в тяжелой по механическому составу глеевой толще замедлено. Поэтому накопление в нижней части профиля гипергенных почвенно-грунтовых вод не вносит существенных качественных изменений в условия дренированности профиля, но в какой-то мере ухудшает их, поскольку отложение ложевой линзы толщи усиливается. Однако в то же время сезонные колебания уровня почвенно-грунтовых вод способствуют вертикальному распределению некоторых подвижных компонентов, таких, как аморфные R_2O_3.

При поверхностном заболачивании этого не наблюдалось прежде всего потому, что все элювиально-глеевые явления были сосредоточены в поверхностных минеральных горизонтах. Этому способствовало и наличие длительно-сезонной мерзлоты, сохраняющейся на первых стадиях поверхностного заболачивания, и возникновение на границе деятельного и вечного горизонтов болота барьера, препятствующего миграции веществ, так что поверхностное заболачивание с самого начала характеризуется развитием торфонакопления.

При почвенно-грунтовом заболачивании на тяжелых породах длительно-сезонная мерзлота довольно быстро исчезает, ее истаиванию способствуют почвенно-грунтовые воды, питающиеся от рано оттаивающих болот. Поэтому в глеевой толще, не имеющей вдутных геохимических и иных барьеров, осуществляется сообщающая миграция аморфных R_2O_3, которая приводит к выравниванию их количества в почвенной толще, наряду с элювиально-глеевым выносом.

Основное различие почвенно-грунтового и поверхностного заболачивания заключается в том, что в первом действует один основной ЭПП — оглеение, к торфонакоплению подключается

лишь на заключительном этапе, при заполнении поверхностными болотными водами, когда заболачивание начинает протекать по смешанному типу. При поверхностном заболачивании с первых этапов действуют синхронно два основных ЭПП — оглеение и торфонакопление, при этом второй ЭПП возникает в результате первого, но довольно скоро становится ведущим в ходе развития заболачивания.

Различие этих двух типов заболачивания на тяжелых породах и их механизмов при сходстве некоторых основных процессов и ожидаемом конечном результате — формировании глеезема болотного — показывает, насколько важно знать, какой тип и механизм заболачивания имеет место. Это прежде всего позволяет выработать подход к интерпретации тех свойств почв и ландшафтов, которые при исследовании фиксируются как статичные, и представить себе их динамику в зависимости от того или иного источника переувлажнения и его изменчивости во времени.

Тем самым знание типов и механизмов заболачивания представляется одним из важнейших методов изучения заболачивающихся территорий.

Прикладное значение подобной информации очевидно. При почвенно-грунтовом заболачивании, даже на его продвинутых стадиях, 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 необходим сброс свободной болотной воды, но после этого в почвах, подвергавшихся заболачиванию, остается торфяный слой, а минеральный профиль глеезема, как правило, в течение этой стадии сильно и слабопроницаем, и поэтому возможность спонтанного развития торфонакопления сохраняется. В таком случае для устранения этой возможности необходимы дополнительные мероприятия, направленные на улучшение аэрации органогенного и верхних минеральных горизонтов.

При развитии почвенно-грунтового, а затем смешанного заболачивания на тяжелых породах в связанных с ним ЭПП возникает эволюционный ряд почв: глеезем таежный дифференцированный → глеезем таежный дифференцированный глубоко грунтово-глеевый → глеезем таежный дифференцированный грунтово-глеевый → глеезем болотный торфянистый (и затем торфяный) на профиле таежного дифференцированного глеезема.

Можно полагать, что до заболачивания рассматриваемая катена была вся элювиальной и представляла собой ряд глеземов таежных дифференцированных, различающихся по морфолого-химическим свойствам в связи с разным положением в рельефе. Ее супераквальная часть в прошлом размещалась на

окраине торфяника 1, т. е. за пределами нивелирного профиля.

Радиоуглеродная датировка возраста этого торфяника и реконструкция истории заболачивания района Нань-Ях позволяют предположить, когда именно могло начаться заболачивание катены. По-видимому, в начале субатлантического периода восточный край катены, погруженный сейчас под торфяником 1, стал испытывать подъем почвенно-грунтовых вод под влиянием болота Рямистого, 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 залежи); это означает, что влияние на него почвенно-грунтовых вод установилось также в начале субатлантического периода, но значительно раньше (около 2000 лет назад).

Если время, когда началось заболачивание катены, 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 поверхностно заболачивающейся катены района Нань-Ях. Подобное различие представляется реальным в связи с различием локальных факторов заболачивания обеих катен.

Большая скорость заболачивания в катене почвенно-грунтового (а возможно) увлажнения обусловлена близостью большого обводненного болотного массива и лежанием в его пределах обширного заболоченного понижения рельефа. В катене поверхностного увлажнения подобные благоприятствующие развитию процесса условия отсутствовали.

Есть все основания полагать, что скорость заболачивания в ближайшие столетия должна значительно увеличиться. Это будет связано с формированием выпуклого рельефа на торфянике 2. Сейчас максимальная мощность его торфяной залежи составляет 70—75 см. При ее увеличении хотя бы на 0,5 м минеральная гряда островка будет почти погребена под торфом, торфяник 2 примет выпуклую форму и начнет обводнять прилегающий склон суходола, уже испытывающий влияние почвенно-грунтовых вод. Следует подчеркнуть, что в настоящее время заболачиванием уже охвачена и та часть склона, которая имеет наибольший уклон и является наиболее благоприятствующей для развития процесса (см. рис. 22). Оставшаяся незаболоченной выпуклая часть катены почти не имеет уклона, что облегчает распространение заболачивания. Таким образом, в пределах рассматриваемой катены нет факторов, которые могли бы затормозить заболачивание, напротив, обстановка для развития этого процесса крайне благоприятна.

Если принять, что средняя скорость торфонакопления в торфянике 2 равна 0,65 мм/год (напомним, что такая скорость была рассчитана по радиоуглеродной датировке торфяника 1), то нарастание 0,5-метровой торфяной залежи произойдет за 700—

800 лет. Можно проявить расчет заторфованности этого участка и по скорости горизонтального распространения заболачивания (10 м в столетие). Расстояние между центральной частью ушала, пересекаемого нивелирным профилем, и границей супераквальной части кочки составляет примерно 90 м. Таким образом, при существующей средней скорости торфонакопления погребение участка под торфом произойдет за 900 лет. Однако, учитывая возможность увеличения его скорости в ближайшие столетия, можно полагать, что полное заболачивание кочки осуществится скорее.

Следует напомнить, что сенокосная кочка суходола, пересекаемый нивелирным профилем, с двух сторон подвергается заболачиванию, о чем свидетельствуют полученные при изучении кочки данные. Это двойное воздействие, как показывают наши (конечно, весьма приближенные) расчеты, приведет в ближайшее тысячелетие, а может быть и на несколько сотен лет раньше, почти к полному погребению под болотом преобладающей части территории, пересекаемой нивелирным профилем. Незаторфованной останется лишь его наиболее западная часть протяженностью 30—40 м.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ГОЛОЦЕНЕ

Изучение почвенного покрова кряжа Нянь-Ях, свойств современных почв и характера почв, погребенных под торфяными залежами, истории развития болот, а также имеющиеся палеотектонические 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 (дневных) почв не имеют черт, которые можно было бы расценить как реликтовые, сохранившиеся от фаз почвообразования в предшествовавшие периоды голоцена, все их можно объяснить современными экологическими условиями, не прибегая к палеогеографической интерпретации;

— почвенный покров отражает только эволюцию заболачивания (гидроморфизм), каких-либо палеоклиматических признаков в нем не отмечается;

— все погребенные под торфом плоские минеральные почвы имеют очень слабую дифференциацию по окраске и текстуре не дифференцированы; их достоверное распознание удается лишь при небольшой мощности торфяной залежи; поэтому реконструкция профиля этих почв охватывает только ближайшие к современности периоды голоцена, провести же с полным основанием реконструкцию 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 древних погребенных под торфом почв не было встречено почвенного профиля с выраженной текстурной дифференциацией, т. е. профиля подзолистой или подзолисто-глеевой суглинистой почвы. Даже под торфяными залежами атлантического возраста таежные почвы (предположительно диагностируемые по остаткам ледовой подстилки) имели слабо дифференцированный (по гранулометрическому типу) или недифференцированный минеральный профиль, принципиально не отличающийся от профилей дневных почв.

Между тем имеющиеся палеогеографические обобщения позволяют предполагать, что в предтаежной области Западной Сибири в голоцене было по крайней мере два этапа значительной оптимизации климата — в бореальном периоде и во второй половине атлантического (Хотинский, 1977). Степень потепления и повышения влажности климата остается недостаточно ясной, но, по предположению М. И. Нейштадта (1976), на рассматриваемой территории в это время могли быть даже распространены осиново-березовые таежные леса.

Попытаемся увязать палеогеографические и полученные почвенно-генетические, а также почвенно-географические данные, которые выдвигают два альтернативных предположения.

1. На изученной территории в периоды оптимумов существовали подтаежные подтаежные условия и 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, термокарстом). К началу суббореального периода должен был произойти хотя бы один подобный цикл активизации экзогенных процессов, который способствовал уничтожению дифференцированной почвенной толщи, сформировавшейся во вторую половину атлантического времени, или два цикла. Один из них уничтожил дифференцированную почвенную толщу после бореального, а другой — после атлантического периода. Это предположение не представляется реальным. Рельеф изученной территории всегда был плоским, и под лесной растительностью денудация не могла принимать катастрофические размеры. В литологии отложений склонов и депрессий не обнаруживается признаки активного переотложения материала. Кроме того, к суббореальному периоду речная сеть территории уже подверглась заторфованию, и активность денудации должна была значительно понизиться, а не увеличиться.

Предположение о возможной существенной переработке поверхностной толщи пород термокарстом также отпадает. Роль-

ф рассматриваемой территории в основном слабоэрозионный. Термокарстовые формы встречаются, но не являются преобладающей или определяющей чертой рельефа.

2. Биоклиматические условия территории были на всем протяжении голоцена близки к современным, т. е. средетаежным условиям, или суровее их. Условия в оптимумы голоцена (бореал и вторая половина атлантического периода) также не выходили за рамки средетаежных, происходило лишь некоторое смягчение их, которое при тяжелых глинообразующих породах, слаборасчлененном рельефе и неудовлетворительном дренаже не смогло привести к формированию дифференцированных по подзолистому типу почвенных профилей.

Даже в эти периоды почвообразовательный процесс привел к созданию только поверхностной дифференциации глеезем-ного типа. Впервые такие почвы были сформированы в бореальное время, но нельзя с полным основанием утверждать, что они и представляют собой современные (дневные) почвы. Естественным допущением могла уничтожить верхние маломощные элювиальные и иллювиальный горизонты профиля, ниже которых располагается практически недифференцированная толща, которая могла послужить материнской породой в следующие этапы почвообразования, но того же глеезем-ного типа. Теоретически не исключена и возможность сохранения профилей дифференцированных таежных глеезем-ов бореального времени на отдельных водоразделах, но какой-либо аргументации в пользу подобного предположения мы привести не можем.

Более реальным представляется формирование таежных дифференцированных глеезем-ов, составляющих сейчас основной контингент почвенного покрова суходольных и заболоченных участков, среднетаежную подзону атлантического времени. Суббореальный и субатлантический периоды отличались прогрессирующим похолоданием, возникновением длительной мерзлоты; в таких климатических условиях могло происходить только унаследование почв атлантического периода, без каких-либо существенных их изменений. Интенсивность дерновых в доатлантические время, как уже говорилось, резко снизилась в связи с развитием заболачивания, что также могло способствовать сохранности почв атлантического периода.

Таким образом, история почвообразования на изученной территории в голоцене характеризуется, вероятно, преобладанием автономного кислого глеезем (глеезем-ного) почвообразования в двух его основных модификациях, формирующих глеево-подзолистые и глеево-дифференцированные почвенные профили. В оптимальные по климатическим условиям периоды — бореальный и вторую половину атлантического — развивались преимущественно глеезем-ы дифференцированные и сопряженные с ними полугидроморфные и органогенные почвы пониженных геоморфологических уровней и депрессий. В более суровые по климату периоды происходило наследование этих

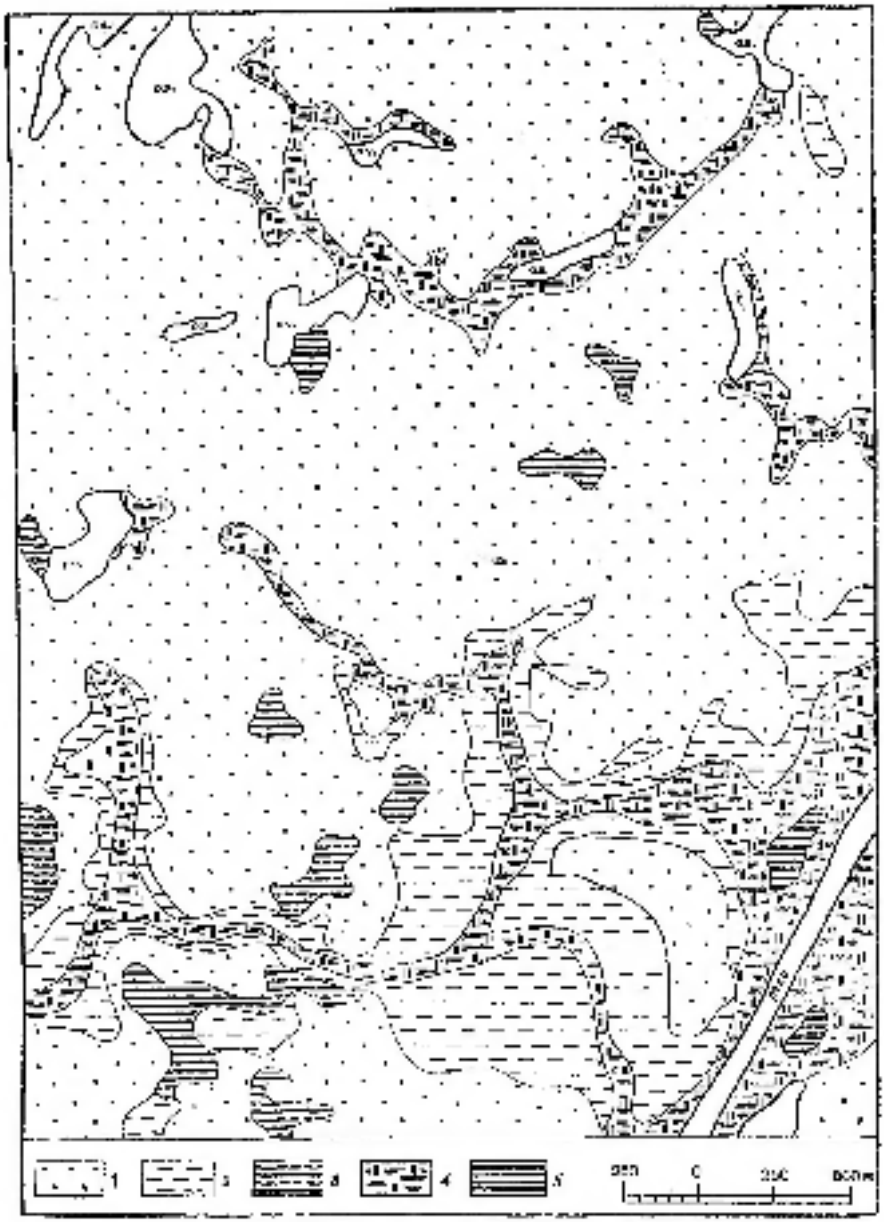


Рис. 28. Схема почвенного покрова аллювия 15км. Ях в начале атлантического периода, 6—7 тыс. лет назад (подпахотная реконструкция)

1 — дерновки таежные литогенные (дифференцированные, недифференцированные) в сочетании с глеевыми таежными торфянистыми (дифференцированными, недифференцированными); *2* — глеевые таежные торфянистые (дифференцированные, недифференцированные); *3* — комплексы болотных торфянистых и торфяных; *4* — пойменные, преимущественно заболоченные; *5* — торфяники верховые маломощные

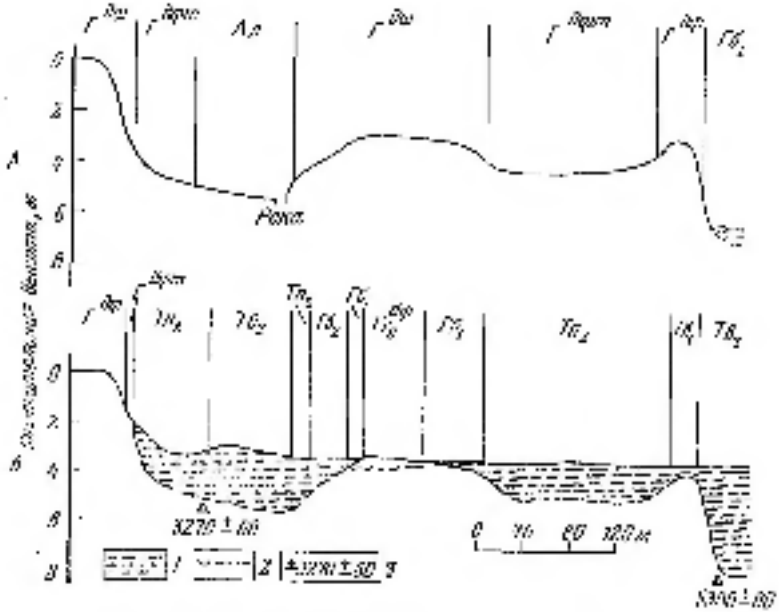


Рис. 37. Почвенный генерализованный профиль Нань-Ях

А — в слоях суббореального периода, около 4 тыс. лет назад (палинозона раннесубатлантика). *Б* — через тысячу лет (прогноз). T^{Ah}_{Ah} — генетические типичные дифференцированные; T^{Ah}_{Ah}... — генетические типичные дифференцированные торфянистые; TG_1 — генетические болотные торфянистые; *Ал* — пойменные, преимущественно заболоченные; Tn_1 — торфянисто-перегнойные мощные; Tn_2 — торфянисто-перегнойные средней мощности (1—2 м); TG_1 — генетические болотные торфянистые; $T\frac{Ah}{Ah}$ — генетические типичные дифференцированные крупно-глыбистые (вечномерзлотные почвы 2,5—3 м). *1* — торф; *2* — уровень грунтовых вод; *3* — возраст по C^{14}

почв. Такая точка зрения позволяет считать, что основным трендом развития почвенного покрова этой территории в голоцене являлась гидроморфная эволюция — заболачивание.

В соответствии с изложенной гипотезой и представлениями о заболачивании можно считать, что характер почвообразования и основные черты почвенного покрова ареала Нань-Ях на трех временных этапах голоцена были существенно различны.

Первым этапом было добореальное время с очень суровым климатом (лесотундра — северная тайга); по-видимому, существовала многолетняя мерзлота. На повышениях рельефа формировались недифференцированные плевземы, в депрессиях — маломощные органогенно-глеевые почвы. Торфонакопление вряд ли начиналось в это время, так как наиболее глубокая депрессия (болото Рачистое) представляла собой речную долину.

Второй этап был значительно более длительным; он охватывал бореальное время, периоды кратковременного похолодания раннеатлантического времени и потепления в позднеатлантиче-

ческое время. На этом этапе сформировались дифференцированные глеземы (рис. 26). Активное перераспределение влаги способствовало формированию на средних и нижних частях склонов полугидроморфных глеземов, более отчетливо дифференцированных, чем на вершинах увалов, с более сильно развитым и менее разложенным органогенным горизонтом. На этом этапе начался заторфовывающий речной сети и наиболее глубоких депрессий рельефа, локально возникли маломощные плащевые и переходные торфяники.

Третий этап охватывает суббореальный и субатлантический периоды, отличающиеся значительным похолоданием и широким распространением длительно сезонной и маломощной многолетней мерзлоты. В минеральных почвах повышений рельефа признаков новых перерывов почвенного профиля или в ненарушенном залегании возникло, усилился общий степень оглеения почв. Для почв понижающих элементов рельефа и депрессий этот этап знаменует временем активной гидроморфной эволюции, связанной с тем, что торфяники достигли определенной мощности и началось их горизонтальное разрастание и наползание на прилегающие склоны (рис. 27, А). Третий этап голоценовой истории почвенного покрова ареала Пель-Ях этап заболачивания. Темпы гидроморфной эволюции все более возрастали, и в субатлантическое время она проходила с наибольшей силой.

Выше уже было отмечено, что в ближайшее тысячелетие общая площадь «суши» в этом ареале сильно уменьшится (см. рис. 27, Б). Его южная половина станет единым болотным массивом, поверхностью сейчас еще существующие полигидроморфные участки и окраину основного массива суходоля. В северной половине ареала, где заболачивание происходит медленнее, так как торфяные болота там невелики по площади и слабо обводнены, а рельеф суходолов имеет более выраженные уклоны, в ближайшее тысячелетие только заболачивание не произойдет. Здесь можно ожидать лишь значительное уменьшение массивов болот и серии их вапинов, полей плоско торфяно-конкреционных в микрокомплексах в связи с ухудшением общего дренированного территории.

ЗАБОЛАЧИВАНИЕ В СВЕТЕ ОБЩЕЙ ТЕОРИИ ЭВОЛЮЦИИ ПОЧВ

В заключение попытаемся провести теоретический анализ основных закономерностей саморазвития и 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 депрессий рельефа — глееземов болотных, превращающихся со временем в торфяники. Теоретически считается возможным подобное же порогинициированное саморазвитие и минеральных лесных почв с трансформацией их в торфяники.

Эти представления свидетельствуют о том, что при заболачивании имеет место особый тип саморазвития, образующий последовательную смену во времени разных почв, которые традиционно считаются в почвоведении вполне «зрелыми». Этот тип предлагается именовать «ступенчатым саморазвитием». При этом саморазвитии каждый новый тип почв формируется в теле предшествующей почвы и какой-то достаточно продолжительный период времени существует, но затем сменяется другим типом почв и т. д. Сменяющиеся типы почв тем самым образуют как бы «ступени» общей линии этого саморазвития.

В противоположность ступенчатому типу обычное (или простое) саморазвитие представляется как формирование зрелой каналлювиальной почвы на неизменяемой материнской породе, проходящее через последовательную смену во времени серии незрелых почвенных профилей. В свою очередь, зрелая почва является относительно устойчивым во времени образованием при условии стабильности факторов природной среды.

В этой главе сначала анализируются причины и механизмы ступенчатого саморазвития трех конкретных почв — глееземов болотного, подзолы глеевого и глееземов таежного. Затем дается описание о ступенчатом саморазвитии и его общие закономерности.

Глеезем болотный

Саморазвитие глеезема болотного характеризуется прогрессирующим нарастанием полуразложившейся органической массы, увеличением с течением времени мощности органогенного слоя. Полный период его развития представляется как последовательная смена следующих стадий: глеезем болотный (торфянистый, торфяный)→торфяник растущий→торфяник минерализующийся.

Возникновение глеезема болотного предопределяется избыточной увлажненностью местообитания, обусловливаемой выходом на поверхность горизонта грунтовых вод и (или) притоком аллохтонных вод. Гидрофильная растительность таких местообитаний дает большую массу опада, не успевающего минерализоваться и полностью гумифицироваться в годовом цикле. Оставшаяся неразложившейся часть опада образует торфянистый (перегнойный) горизонт. Мощность его постепенно возрастает, а степень разложения продолжающего поступать опада в связи с этим все более снижается. Это приводит к увеличению содержания в торфяном слое почвенной влаги, иной по составу, чем грунтовая или аллохтонная влага,— она обогащена органическими кислотами и менее минерализована. Наличие торфяного покрова начинает все больше защищать от почвенной влаги, что приводит к постепенной смене растительности, все менее требовательной к условиям минерального питания. С возрастанием олиготрофности торфяного покрова и обогащением основаниями среды разложения растительного опада темпы его разложения еще более снижаются, одновременно увеличивается скорость прироста торфяного слоя.

В подобной цепи взаимосвязанных явлений трудно отличить причину от следствия, как справедливо заметил К. К. Никифоров (Nikiforoff, 1940). Однако можно полагать, что в развитии торфонакопления важнейшую роль играет высокая влагоемкость органогенного горизонта почвы, обусловливающая уменьшение зависимости торфяного покрова от химического состава грунтовых вод и минерального субстрата. По существу, она обеспечивает автономное развитие процесса торфонакопления, протекающего на верховой и отчасти на переходной стадиях на фоне горизонта болотных вод, независимых ни от минерального субстрата, ни от грунтовых вод. Последние определяют лишь характер торфонакопления (евтрофный, мезотрофный) на первых стадиях и их длительность, так как богатство среды элементами питания обеспечивает определенный темп разложения растительных остатков.

Таким образом, в саморазвитии глеезема болотного в направлении к следующей стадии — растущему торфянику — важнейшую роль играет возрастающая с течением времени влагоемкость органогенного горизонта, причем факторы почвообразования также изменяются. Прежде всего происходит изме-

ние растительности, а постепенно и химического состава болотных вод, и микрорельефа. Уровень поверхности с ростом торфяной залежи медленно повышается, это приводит к формированию все менее разложенного и более влагоемкого торфа. В этой связи уместно напомнить высказывание А. А. Роде (1947) о том, что почвообразовательный процесс не является самостоятельным и что саморазвитие почв представляет собой лишь часть саморазвития биогеоценоза.

Саморазвитие глееземов болотного и растущий торфяник осуществляется благодаря прогрессирующему развитию одного ЭПП — 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 аллохтонных вод, поступающих с окружающих водоразделов.

В минеральной толще может возникать элювиально-глеевая дифференциация или, напротив, оторфованная аккумуляция гидроокислов железа, марганца и гумуса и ряд других явлений. Но любые трансформации минеральной толщи не играют существенной роли в прогрессирующем торфонакоплении. Это, согласно принятой терминологии, лишь «элементы» вышеперечисленные, сопутствующие торфонакоплению — главному механизму саморазвития глееземов болотного.

Поскольку торфонакопление развивается постепенно и непрерывно, то и переход глееземов 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 залежи в 70 см, которая является максимальной для деятельного горизонта болота (Иванов, 1975). При такой мощности залежи минеральная толща глееземов болотного становится инертным горизонтом, отключенным от сферы активного влаго- и теплообмена. Органо-минеральная толща превращается в органогенную.

Этот переход осуществляется не только при непрерывном нарастании (саморазвитии) уже названных выше компонентов биогеоценоза; меняется даже почвообразующая порода, из минеральной она превращается в органогенную, в качестве которой выступают нижние слои торфяной залежи, аккумулированные на стадии глееземов болотного.

Растущий торфяник характеризуется аккумуляцией все менее разложенного и более зольного торфа. Переход растущего торфяника в следующую стадию — торфяник минерализующийся — происходит благодаря саморазвитию микрорельефа. В процессе роста торфяника его поверхность все более приподнимается над окружающим пространством; с одной стороны,

это приводит к возрастающей дренированности местообитания, а с другой — возвышенная поверхность болотного микроландшафта становится объектом воздействия агентов снежной, ветровой и водной денудации. Таким образом, процесс торфонакопления «пожирает себя», прекращается, непосредственной причиной этого является микрорельеф, сформированный в результате торфонакопления. Окончание процесса торфонакопления маркируется сменой торфообразующих мхов (обычно сфагнум-кускум), лишайниками, вересковыми кустарничками и др.

Торфонакопление сменяется противоположным процессом — разложением и минерализацией торфяной массы в поверхностных горизонтах. На поверхности создается новый, качественно иной горизонт подстилки. Дальнейшее развитие минерализующегося торфяника в деградирующем болотном ландшафте может пойти по двум направлениям. Если это самосушение произошло на большой площади и оно устойчиво, то начнется постепенная минерализация и усадка торфа. Теоретически это может привести со временем вновь к выходу на дневную поверхность минеральной породы и концу периоду накопления в ее толще. Подобные случаи наблюдались при искусственном осушении и сельскохозяйственном использовании торфяников, но могут ли они произойти при естественном ходе событий в природе, не ясно. Возможно, они имеют место на некоторых болотах Ирландии, Великобритании, Швеции и Норвегии. Там встречаются участки самосушащихся выпуклых и плащевидных торфяников, покрытые не образующей торфа растительностью или совсем лишенные растительного покрова (Кац, 1971).

В подобных ландшафтах наблюдаются признаки проявления сильных денудационных процессов — эрозионные рытвины, воронки, разрушающие торфяную залежь иногда до дна. К сожалению, неизвестно, когда начался процесс уничтожения торфяной залежи, какой была его скорость и какова дальнейшая возможная эволюция биогеоценоза и его почвы (торфяного субстрата) на подобных участках самосушащихся болот.

Другое, часто отмечаемое в природе направление развития минерализующегося торфяника — это вовлечение осушенного микроландшафта в связи с динамикой микрорельефа болота в новые циклы торфонакопления (так называемые регрессивно-торфяные комплексы). Оно происходит, например, в том случае, когда минерализующийся и оседающий торфяник на гряде в грядово-мочажинном болоте начинает обводняться болотными водами растущего торфяника соседней мочажины. Подобные явления были описаны А. А. Родэ (1947) длительным биогеоценозом.

Этот случай, несомненно, уже не саморазвитие, а метаморфоз, так как трансформация минерализующегося торфяника на гряде происходит не под влиянием изменения собственно биогеоценоза гряды, а под воздействием внешней среды. Но в обоих случаях саморазвитие массива болотного, а затем растущего торфяника

приводит к такому изменению комплексных биогеоценозов, что один из них вызывает метаморфоз последнего (без изменения внешних факторов) и тем самым вовлекает его в соответствующий ему минерализующийся торфяник (или болотную торфяную почву) в новый период саморазвития.

Саморазвитие гипсома болотного представляет интерес еще и в том аспекте, что определение его возраста-на C^{14} дает возможность получить приближенное, но достаточно реальное представление о длительности отдельных стадий саморазвития и о временной интервале, необходимом для прохождения его полного периода. По существу, полный период саморазвития состоит из двух стадий, а третья — минерализующийся торфяник — представляет собой конец развития торфонакопления и одновременно начало метаморфоза, совершающегося под влиянием внешних агентов — денудации или обводнения.

Обобщение данных по скорости нарастания торфа в болотах западносибирской тайги позволяет заключить, что в голоцене она составляла в среднем около 0,3 мм в год, а в раннем голоцене — 0,2—0,5 мм (в среднем 0,35 см) в год. Концом стадии развития гипсома болотного целесообразно считать, как было сказано выше, образование торфяной залежи мощностью 70 см.

Таким образом, если гипсом болотный начал формироваться в бореальное 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 гипсом болотный начал развиваться в атлантический период, то первая стадия пройдена быстрее — примерно за 1400 лет. Учитывая разброс данных по средней скорости торфонакопления в раннем голоцене, можно предполагать, что для завершения первой стадии — формирования гипсома болотного — в среднем необходимы от 1,4 до 3,5 тыс. лет.

Стадия растущего торфяника обычно более длительна, ее продолжительность в значительной мере определяется геоморфологической позицией болота (возможностью проявления денудации при понижении уровня поверхности) и его обводненностью, а не только общими биоклиматическими условиями в те или иные периоды голоцена. Поэтому минерализация торфяника или его регрессивно-гнилое развитие может наступить при весьма различной мощности торфяной залежи.

Если условно принять, что благоприятствующая подобному метаморфозу обстановка может сложиться при мощности залежи около 4 м (когда обычно уже хорошо развит грядово-мочажинный рельеф), то в соответствии со средней скоростью торфонакопления в раннем голоцене и в голоцене в целом длительность отдельных стадий саморазвития двух торфяников, начавших формироваться один в начале бореального, 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 метаморфоз и вступили в новый период саморазвития в середине субатлантического времени.

Сопоставление этих весьма ориентировочных данных с конкретными материалами по отдельным торфяникам свидетельствует об очень большом разбросе временных интервалов, необходимых для прохождения отдельных стадий и полного периода их саморазвития. В качестве примера можно привести данные, полученные при изучении Г. Ямал (совместно с Б. А. Ивановым) участка дегрессирующего грядово-мочажинного болота с минерализующимся торфяником на левобережье Иртыша (южная тайга, низовье Алымки) и данные по торфянику 2 Ситомлинского района.

На торфянике на левобережье Иртыша мощность почти полностью верховой (фускум) торфяной залежи составляет около 5 м, определенный по C^{14} возраст придонного слоя — 4880± ±40 лет (ИГАН-211), т. е. позднеатлантический. Средний ежегодный прирост торфяной залежи составлял около 1 мм/год, стадия олиготрофного болота была пройдена за 700 лет, растущего торфяника — примерно за 3300 лет. Несколько сотен лет назад этот торфяник вступил в стадию минерализации, так как сейчас он уже имеет горизонт минерализованного торфа мощностью 8 см.

На торфянике 2 Ситомлинского района мощность торфяной залежи 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 регрессивно-топяная эволюция органогенных почв (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 заболоченностью. Верховое торфонакопление в современный период сохранилось на окраинах; в дальнейшем, по мере нарастания обводненности болота, торфонакопление будет прервано возникновением внутриболотного озера.

Таким образом, саморазвитие почв этого болота характеризуется следующей длительностью отдельных стадий и полного периода: первая стадия — 2,8 тыс. лет, вторая — 2,8 тыс. лет. Затем началось обводнение, заиление и, по-видимому, замедление торфонакопления, которое в результате этого метаморфоза будет прервано, как можно полагать, через несколько сотен лет, а возможно, и быстрее.

Различие в длительности периода саморазвития определяется главным образом локальными условиями заболачивания, и поэтому средневзятые данные позволяют получить лишь самые приближенные представления о том, в какой стадии развития

находятся торфяники Западной Сибири в настоящее время и каким будет их дальнейшее развитие.

Современное состояние торфяников в западносибирской тайге, обилие грядово-озерковых и грядово-озерных комплексов указывают, что первоначальный полный период их саморазвития завершен и они находятся в состоянии метаморфоза, протекающего по регрессивно-топяному типу (Абрамова, 1971). В пределах выпуклых слабо обводненных болот выражена стадия «растущий торфяник». Стадия «плоский болотный» почвами депрессий рельефа была явно пройдена и наблюдается сейчас только при заболачивании лесных почв.

По-видимому, в гидролого-геоморфологических условиях Западной Сибири трудно ожидать достаточно устойчивого во времени осушения, связанного с переходом растущих торфяников в минерализованные. Это подтверждается ограниченной площадью последних, их локализацией внутри массивов сильно обводненных болот. Более общим направлением развития является регрессивно-топяная эволюция (метаморфоз), устраняющая эффект временного перерыва в торфонакоплении (формирование минерализованного торфяника) и приводящая к новому его циклу (обводнению и снижению уровня грязи), к изменению характера торфонакопления (незначительному обводнению) и опять-таки к новому его циклу, к окончательному прекращению торфонакопления и уничтожению торфяника (возникновению внутриболотного озера).

В целом рассматриваемый период саморазвития, заканчивающийся регрессивно-топяным метаморфозом, приводит ко все более усиливающейся тенденции увеличения торфяников и замете их водоемами. Последнее способствует активному горизонтальному росту болот и возникновению заболачивания на все новых и новых площадях сухоложных территорий.

На рис. 28, *А* представлена схема саморазвития элемента болотного, начавшего формироваться в начале бореального периода. Она отражает только ведущий процесс — торфонакопление, а также синхронное и взаимосвязанное с ним саморазвитие некоторых факторов-почвообразователей, или компонентов биогеоценоза, особенно важных для торфонакопления.

Следует подчеркнуть, что на протяжении полного периода роль и степень участия в процессе торфонакопления факторов-почвообразователей — растительности, грунтовых вод, почвообразующей породы и микрорельефа — значительно изменяется. В течение большей части периода он сопровождается постоянным достаточно быстрым изменением растительности, которое начинается при формировании плоского болотного и завершается при переходе растущего торфяника в верховую фазу. Когда в заключительном покрове 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-

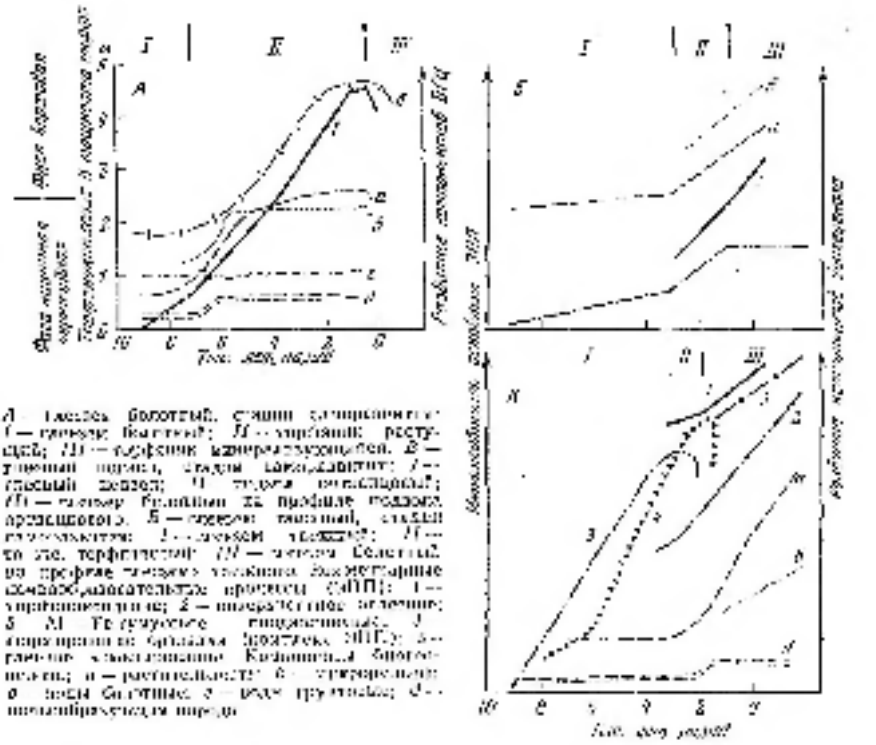


Рис. 28. Существенное саморазвитие почв и сопряженное саморазвитие растительности (по Вальтеру)

ях. Таким образом, этот фактор почвообразования постепенно саморазвивается синхронно с процессом торфонакопления до фускум-фазы. В дальнейшем развитие торфонакопления практически уже не сопровождается изменением растительности, и поэтому его приключение с этим фактором не связано.

Импульс к началу рассматриваемого саморазвития фактически дают грунтовые (аллохтонные) воды, но роль этого фактора с развитием торфонакопления «быстро» ослабевает. Уже в конце стадии плоского болотного ведущую роль начинает играть другой, более совершенный фактор — болотные воды, и грунтовые воды перестают участвовать в развитии биогеоценоза. Уровенный режим болотных вод и их состав синхронно трансформируются с развитием торфонакопления до верховой стадии; этими они, так же как и растительность, стабилизируются.

Почвообразующая порода существенно изменяется только один раз, в начале стадии «растущей торфяной»: по мощность

ной она прекращается в органогенную. Однако, строго говоря, почва, на которой развивается растущий торфяник, в дальнейшем также участвует. Ее становятся все новые и иные по химическим и физическим свойствам слои торфяной залежи; но эти изменения уже менее важны, так как порода в общем продолжает оставаться органогенной.

Микрорельеф в начале периода изменяется значительно медленнее других компонентов биогеоценоза. При развитии торфонакопления его участие возрастает, и особенно сильно на верховой фазе «растущий торфяник». Усиливающееся влияние микрорельефа на торфонакопление приводит к прекращению последнего. Рельеф оказывается единственным из компонентов биогеоценоза, роль которого возрастает именно на зрелых фазах торфонакопления, когда остальные факторы стабилизировались или отключились от сопровождают процесс до конца и прекращается.

Саморазвитие процесса торфонакопления в создаваемых им природных тел — органогенно-глеевых почв и торфяников — происходит по восходящей линии. Прилагаемый график (см. рис. 28, *А*) показывает, что на ее разных отрезках скорость торфонакопления несколько различна, однако линия нигде не приобретает конфигурации, свойственной состоянию квазиравновесия. Поэтому за длинный болотный, не растущий торфяник, несмотря на достаточную длительность стадий их саморазвития, не могут рассматриваться как образования, квазиравновесные во времени. Напротив, они находятся в непрерывном саморазвитии, на каждой стадии подготавливается условия для перехода в следующую. Подобное саморазвитие продолжается до тех пор, пока торфонакопление не приведет к настолько сильному изменению факторов среды, что один из них (в данном случае микрорельеф) обусловит эволюцию (метаморфоз) биогеоценоза и тем самым прервет этот период саморазвития.

Торфонакопление относится к числу типичных «самоисчерпывающихся» процессов (self-terminating, Yaalon (1971)], среди которых выделяются необратимые необратимо-прекращающиеся процессы, развивающиеся даже при неизменных факторах среды и изменяющие ее, протекающие как с энергией, так и с аккумуляцией значительного количества вещества. В областях с умеренным гумидным климатом торфонакопление является наиболее ярким примером подобных процессов, так как аккумуляция органического вещества происходит при таком климате, по-видимому, значительно быстрее многих необратимых процессов, связанных с трансформацией минерального вещества.

Подзол Al — Fe-гумусовый грунтово-глеевый

Выше был описан метаморфоз этой почвы в условиях повышающегося уровня почвенно-грунтовых вод и горизонтального наступания болота (в ареале Сестрорецк). Но подобный же механизм развития почвенного профиля теоретически можно представить себе и в условиях достаточно стабильного уровня почвенно-грунтовых вод, например, вблизи понижения рельефа, занятого действующим водотоком или озером.

В таежной зоне на территории, сложенной легкими почвообразующими породами, для формирования грунтово-глеевого подзола необходимо определенная глубина залегания почвенно-грунтовых вод (около 1 м от поверхности). Поскольку участки с подобным уровнем окаймляют понижения рельефа, т. е. располагаются в нижних частях склонов, развитие глеевых подзолов осуществляется не только процессами на месте, но и латеральными процессами. Последние связаны с геоморфологической позицией глеевых подзолов и действуют как при влиянии, так и без влияния растущего болота.

Саморазвитие глеевого подзола, происходящее в условиях стабильного уровня почвенно-грунтовых вод, обусловливается интенсивным оподзоливанием, постепенным формированием уплотненного или цементированного (ортзандового) горизонта В. Последний представляет собой результат совокупного взаимодействия аллювиальной нисходящей, латеральной и гидрогенной аккумуляции. Над уплотненным горизонтом возникает поверхностное оглеение и, как следствие, торфонакопление.

При влиянии болотных вод механизм трансформации имеет уже характер метаморфоза — уровень почвенно-грунтовых вод поднимается, в вблизи границы болота возможно и поверхностное заливание болотными водами, но существо процессов, интенсивно трансформирующих профиль глеевого подзола, в общем остается такое 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 значительного количества веществ (см. рис. 28, Б).

Таким образом, ряд саморазвития глеевого подзола можно представить себе как постепенную смену во времени следующих стадий: подзол глеевый→подзол ортзандовый (подзол глеевый с плитным горизонтом В)→глеезем болотный. Далее саморазвитие осуществляется последовательной сменой стадий, описанных выше при характеристике глеезема болотного.

Рассмотрим ряд с ортзандовым подзолом, который является самым ярким и развивается наиболее быстро. Стадия глеевого подзола, как известно, характеризуется Al—Fe-гумусовым подз-

занимавшем, значительно более интенсивным, чем оподзоливание автономного подзола, что определяется участием в почвообразовании почвенно-грунтовых вод, создающих в поверхностных горизонтах режим временного восстановления и оглеения. В результате этого процесса под подзолистым горизонтом появляется и, по мере развития оподзоливания, формируется иллювиальный горизонт B (I, h).

Одновременно в нижней части профиля глеевого подзола, в сфере взаимодействия почвенных растворов и капиллярной каймы почвенно-грунтовых вод, возникает горизонт аккумуляции (его принято называть гидрогенно аккумулятивным, хотя это и не совсем точно). Здесь осаждаются не только растворенные в грунтовой воде соединения, но и часть соединений, притекающих сверху с почвенным раствором; первые по количеству, по-видимому, преобладают. Иллювиальный и гидрогенный горизонты разобщены по глубине и почвами формированием обособлены (этот случай был описан при характеристике катены в ареале Сытомино). 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 создаются разными процессами.

Важнейшим же источником вещества формирующейся аккумулятивной толщи глеевого подзола является латеральная миграция железа, алюминия и гумуса из ареалов почв (подзолов), расположенных выше по рельефу. Она возникает и усиливается в связи с дифференциацией почвенной толщи на подзолистый и иллювиальный горизонты, разные по водопроницаемости. В районах с длительным сезонным промерзанием латеральная миграция осуществляется по верхней части наиболее долго оттаивающего горизонта, которым и является горизонт B. Латеральному оттоку вещества способствует расположение участков глеевых подзолов на геохимическом почвенно-восстановительном барьере: они занимают места на переходе от хорошо аэрируемых подзолов к тем или иным почвам с преимущественно восстановительным режимом.

Три перечисленные 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 пан-ортзанд, нужен длительный период времени. Для ареала Сытомино эти метаморфозы, происходящие значительно быстрее, чем самозарастание, для создания ортзанда, как было показано, потребовалось 3—4 тыс. лет. Для ортзандовых подзолов в Канаде указывается длительность формирования ортзанда в 5—6 тыс. лет (Moore, 1976). Создание цементированного пана в профиле является основным событием в рассматриваемом ряду саморазвития. Он меняет водный режим надортзандовой части профиля и способствует появлению поверхностного оглеения. Достаточно

минный органид изолирует верхнюю половину профиля от влияния почвенно-грунтовых вод. Процессы, связанные с их присутствием, продолжаются в нижних горизонтах профиля, но не оказывают воздействия на последующую трансформацию почвы.

Появление поверхностного оглеения, по-видимому, маркирует переход ко второй стадии саморазвития — органидному подзолу. По Канадской классификации, этот переход осуществляется при мощности органида, превышающей треть общей мощности профиля.

На стадии органидного подзола ведущими являются три ЭПП: продолжающийся рост органида, поверхностное оглеение и возникающее торфонакопление. Рост органида происходит главным образом за счет латеральной и гидрогенной аккумуляции; интенсивность оподзоливания в профиле значительно ослабевает по двум взаимосвязанным причинам: во-первых, потому что органид надирает подзолистый горизонт и не позволяет ему развиваться в глубину, а во-вторых, потому что в толще подзолистого горизонта практически нет резерва вещества для выноса и в профиле происходит только аккумулирование веществ, выносимых из реллатирующейся тундрянки.

Продолжающийся рост органида стимулирует развитие поверхностного оглеения, а оно, в свою очередь, способствует возникновению еще очень слабого, начального процесса торфонакопления. Возникновение торфонакопления связано с изменением растительности из-за развития поверхностно-глеевых явлений, появлением сфагновых мхов и болотных олиготрофных кустарничков.

С развитием торфонакопления усиливается поверхностное оглеение, и со временем в надорганидной толще создается устойчивый восстановительный режим и горизонт болотной верховодки. Это стимулирует торфонакопление и делает его, по существу, независимым от минеральной толщи, роль которой в возникновении торфонакопления была значительной,— она представляла собой переувлажненный и крайне обедненный элементами питания субстрат (подзолистый горизонт), очень благоприятный для поселения и развития болотной олиготрофной растительности.

Происходит переход к третьей стадии саморазвития — глеево-болотному. На этом переходе наблюдается значительное изменение двух факторов - компонентов биогеоценоза: растительности и породы (ее служит только подзолистый горизонт, сильно отличающийся по химическому составу от первоначальной коренной породы) - и появляется новый фактор — болотная верховодка (или болотные воды).

На третьей стадии минеральный профиль органидного подзола, погребающегося под торфом, подвергается сильной трансформации: происходит слепой сынос вещества из органида, его «растворение» и активное аккумулирование темноокрашенного гумуса, постепенно экранирующего белесый подзолистый горизонт. Но все эти процессы являются «элементами забола чива-

ная»; они сопутствуют этой стадии саморазвития, но не играют никакой роли в формировании болотного глеезема.

Относительно возможной длительности рассматриваемой части периода саморазвития (до глеезема болотного) и его стадий — подзола глеевого и подзола органогенного — 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 проявляться быстрее (профиль автономного подзола формируется за период около 2 тыс. лет). С другой стороны, геоморфологическое положение грунтово-глеевого подзола в нижней части склона (в одном из нижних секторов катены) свидетельствует о том, что его профиль не может быть достаточно оформленным до того момента, пока элювиальная почва верхней части склона — автономный подзол — не перейдет в квазиравновесное 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 «окончательного» оформления профиля грунтово-глеевого подзола. В дальнейшем происходит медленный и непрерывный процесс роста и цементации его аккумулятивной толщи; 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 органогенного подзола, по-видимому, относительно кратковременна: поверхностное оглеение на близко залегающем (в пределах 0,5 м от поверхности) водоупоре развивается достаточно быстро, как и позднейшее вслед за ним торфонакопление. Предположим, что эта стадия продолжается не более 1 тыс. лет. За этот промежуток времени при средней скорости торфонакопления в голоцене в Западной Сибири 0,5 мм в год может аккумулироваться слой торфа мощностью 50 см. Между тем некоторые почвоведы считают, что максимальная мощность органогенного горизонта, свойственная подзолам, а не болотным почвам, не превышает 30 см (Tamm, 1950; Stobbe et al., 1959).

Таким образом, прохождение этих двух стадий рассматриваемого периода саморазвития может осуществиться за период около 7—8 тыс. лет, т. е. за временной интервал, равный почти всему отрезку голоцена (с бореального периода), характеризующемуся достаточно активным почвообразованием. Может быть, это и объясняет тот факт, что в современных органогенных подзолах на водоразделах без болот обнаруживаются лишь самые начальные признаки заторфовывания (Tamm, 1950; Moore, 1976). Только тогда, когда подобное развитие происходит под влиянием болотных вод со значительно большей скоростью (как

ветекморфа, а не как саморазвитие), наблюдается не только формирование болотных глееземов на профилях органогенных подзолов, но и следующая стадия периода — растущий торфяник на профиле органогенного подзола (ерсей Сытомино, а также литературные данные, приведенные в первых двух разделах книги).

На рис. 28, *В* представлена схема рассмотренного саморазвития глеевого подзола, начавшего формироваться с начала бореального периода. На ней отражены пять процессов, из которых четыре составляют механизм этого саморазвития: Al—Fe-гумусовое оподзоливание, формирование органогенного (состоящего из трех процессов — иллювиальной, латеральной и гипергенной аккумуляций), поверхностное оглеение, торфонакопление. Пятый процесс — глеевый вынос вещества — включен, чтобы показать, что он сменяет во времени комплекс процессов, формирующих органогенный.

При сопоставлении развития во времени почвообразовательных процессов и изменения компонентов биогеоценоза выявляется, что саморазвитие последних обусловлено именно почвенными процессами. Растительность подвергается такому «вынужденному» изменению начиная со стадии органогенного подзола, затем в связи с наличием в профиле водоупорного 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 основных процессов, действующих в почве. Органогенные кривые ни на одной из стадий не приобретают конфигурации, 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 подобного Al—Fe-гумусового пепа-органогена, так же как и торфонакопление, может рассматриваться как «самоаккумулирующийся», нарастающий сам по себе. К этому приводит вынос и аккумуляция значительного количества железа, алюминия и гумуса, которые представляют сущность Al—Fe-гумусового подзолистого процесса, совершающегося в условиях близкого залегания почвенно-грунтовых вод.

Глеезем таежный

Подбуроземное саморазвитие автономного таежного глеезема обусловливается неудовлетворительными условиями стока на плоских слабодренированных водоразделах. Это приводит к увеличению пересушивания почвенной толщи во вре-

мин, усилению оглеения, смене растительности на более гидрофильную и возникновению торфонакопления. В дальнейшем саморазвитие обусловливается уже процессом торфонакопления и состоит из следующих последовательных стадий: глеезем таежный (дифференцированный или недифференцированный)→глеезем таежный торфянистый→глеезем болотный. Последующие стадии остаются теми же, что и в случае саморазвития глеезема болотного.

Автономное заболачивание лесов на тяжелых породах в условиях плоского рельефа неоднократно описывалось в ботанической литературе; материалы по этому вопросу приводят и почвоведы (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 суглинистых водоразделах глееземов таежных, а не подзолистых суглинистых почв. С течением времени недостаточный дренаж должен привести к перегнетроморфному саморазвитию глеезема таежного.

Выраженность или отсутствие в профиле последних некоторой элювиально-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 оглеения. Это приводит к изменению растительности, которая стимулирует начало торфонакопления. Развитие последнего, в свою очередь, усиливает оглеение, вызывает появление верховодки. Определенная степень выраженности этих признаков обусловливает 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. Кроется ли она в саморазвитии почвы и других компонентов биогеоценоза возвышенного местообитания (как указывал В. В. Сукачев (1926)), или все же прежде всего происходит заболачивание микропонижений по типу саморазвития глеезема болотного, а затем уже в связи с влиянием образовавшегося в микропонижении очага заболачивания происходит перегнетроморфный метаморфоз биогеоценоза и почвы на микроповышении? Это неосложненное перегнетроморфное саморазвитие почвенного покрова водораздела, но оно включает в себя саморазвитие почвы микропонижения 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 перегидроморфного саморазвития таежных глеезёмов, все же следует отметить, что они (при отсутствии влияния болот) могут очень длительно существовать без признаков нарастания гидроморфизма и перехода в следующую стадию. Об этом свидетельствует их широкое распространение на водоразделах, скорее всего, с атлантического, а может быть, и с бореального периода (ареал Нижь-Ях). Возможно, что здесь играет роль и сильная автоморфность по биоклиматическим признакам протекающих в них процессов, и в связи с этим время, необходимое для прохождения этой стадии, превышает длительность голоцена (Караваева, 1973а). Во всяком случае, с точки зрения продолжительности голоцена саморазвитие этой почвы можно представить себе в виде кривой с длинным квазиравновесным «плато».

Следует отметить также, что вопрос о перегидроморфном саморазвитии или метаморфозе таежных суглинистых почв на водоразделах трудно разрешить на примере почв Западной Сибири. В связи с обычно болот и ухудшением общей дренированности территории на протяжении голоцена, обусловленным прогрессирующим автоморфизированием гидрографической сети, не представляется возможным изучать «чистый» объект, т. е. плоский водораздел, на котором ухудшение во времени водного режима почв было бы связано только с функционированием биогеоценоза этого водораздела при стабильности общего дренирования территории. Поэтому тайга Русской равнины является более удобной территорией для объяснения вопроса о возможных путях саморазвития таежных суглинистых почв.

Понятие о ступенчатом саморазвитии и его закономерности

Общую линию саморазвития болотных глеезёмов к грунтово-глеевым подзолам отражает кривая ступенчатой конфигурации (см. рис. 28, *А*). Ступени ее представляют собой разные типы почв, которые существуют в течение того или иного промежутка времени, а затем последовательно непрерывному саморазвитию переходят в другой тип, т. е. на другую ступень. Как было показано, эта кривая обрывается, когда саморазвитие одного из компонентов биогеоценоза (фактора почвообразования) вызывает метаморфоз и таким образом прерывает данный период саморазвития.

При ступенчатом развитии почв, как и при любом их саморазвитии, существует нуль-момент с последующим первичным почвообразованием в толще материнской породы. Затем происходит формирование профиля — возникновение основных генетических горизонтов, свойственных данным биоклиматическим условиям и данной породе. Этот этап в жизни почвы можно назвать ее становлением, или обособлением.

Существует мнение, что этап обособления почвы отвечает ель-

ко краток; для всех ли случаев это справедливо, недостаточно ясно. Например, при сопоставлении промежутка времени, необходимого для обособления зрелого подзола (около 2 тыс. лет) и прохождения стадий саморазвития почв на лёссовидных суглинках в Западной Европе (ряды Жакаля, Мюккенхаузена, Эмбрика и др., см. первый раздел книги), выясняется, что по длительности они вполне соизмеримы — 2—3 тыс. лет. Что касается плезёмов болотных и глеевых подзолов, то этап их обособления, по-видимому, действительно относительно короче большей части последующих стадий, но не всегда. Например, стадия прилесного подзола возможно и сопоставима по длительности с этапом обособления первой почвы цикла — глеевого подзола.

Этап обособления сменяется следующим, который характеризуется процессами «деформирования» генетических горизонтов, их химических и физических свойств, присущих зрелому профилю. Для этого этапа можно предложить термин «созревание». Следует отметить, что выделение подобного этапа как особого не ново, хотя какой-либо специальный термин для его обозначения никем еще не вводился. Так, например, Франциниер (Franzmeier, 1963) полагая, что существует этап от формирования зрелого профиля подзола до достижения им полного развития, продолжающийся 4 тыс. лет. В. О. Таргульян и А. Л. Александровский (1977) выделяют на побережье Балтийского моря 800—1000-летние почвы на песках как оформленные подзолы, но без достаточно четких цветовых характеристик, а 2000—4000-летние — как зрелые.

Этап созревания является решающим при ступенчатом саморазвитии, так как именно на этом этапе в почве происходит необратимое накопление свойств, приводящее к смене почвообразования и переходу на следующую ступень. Поэтому при этом типе саморазвития созревание сменяется не квазиравновесием, а этапом обособления новой почвы в теле старой. Таким образом, в этом случае также имеется пульс-момент, его можно назвать вторичным. В отличие от первичного, или исходного 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 разделены вторичными пульс-моментами. У разных почв их ступенчатое саморазвитие обусловливается разными механизмами функционирующего биогеоценоза, но всегда на той или иной стадии наблюдается одновременное изменение его саморазвивающихся компонентов. Это стимулирует дальнейшее саморазвитие почв.

Выше было показано, что в глеевом подзоле саморазвитие почвы определяется собственно почвообразовательными процессами, но впоследствии изменяется и активно саморазвива-

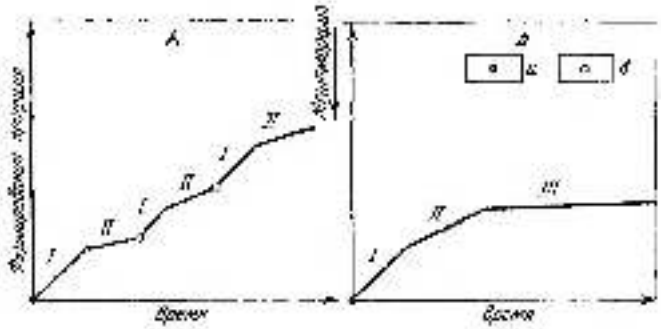


Рис. 29. Типы саморазвития почв и его этапы

Саморазвитие: *А* — ступенчатое, *Б* — простое (по Соколову и Таргульяну, 1965). Этапы: I — обособления; II — созревания; III — квазиравновесие. *а* — пул-элемент вариантный; *б* — пул-элемент вторичный

ется растительность и фактор болотной верховодки. В глееземе болотном с самого начала происходит непрерывное саморазвитие ряда факторов, стимулирующих торфонакопление. Строго говоря, при этом саморазвитии факторы изменяются настолько значительно, что изначальному остается только климат; впрочем, производный от него компонент биогеоценоза — микроклимат — также существенно трансформируется.

Следовательно, ступенчатый тип саморазвития — это развитие почвы во времени в условиях естественного развития и изменения других компонентов биогеоценоза. Оно может приводить к настолько существенной трансформации нескольких или почти всех компонентов биогеоценоза, что есть основание говорить о том, что этот тип саморазвития протекает в условиях естественной смены факторов-почвообразователей и строго постоянным может оставаться только климат.

Исходя из тех данных, которые приводятся в соответствующей литературе, можно полагать, что существуют два типа саморазвития почв: простое, характеризующееся тремя основными этапами — обособления, созревания и квазиравновесия, и ступенчатое, не имеющее квазиравновесного этапа (рис. 29). Является ли первый тип саморазвития вариантом второго, т. е. является ли квазиравновесие достаточно устойчивым, или оно просто слишком длительный этап созревания, остается пока открытым. Основная объективная причина, затрудняющая решение этого вопроса, — недостаточная продолжительность изучения. Это заставляет рассматривать оба типа саморазвития как реально существующие.

Интересен также вопрос: какими объективными условиями, способствующими проявлению простого или ступенчатого саморазвития? В случае рассмотренных рядов ступенчатого развития решающую роль играет участие в почвообразовании самозарастаю-

вающихся процессов, протекающих с большой потерей, перераспределением или аккумуляцией вещества и тем самым способных изменять почвенную среду и биотрансформацию в целом. 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 саморазвитых автономных почв в Западной Европе, упомянутые в первых разделах книги, описываются именно ступенчатой кривой.

Различие простого и ступенчатого саморазвития проявляется и в осложнении наиболее сложно организованного почвенного профиля на разных их стадиях. При простом саморазвитии наиболее сложно организован почвенный профиль на последней стадии (зрелая почва). При ступенчатом саморазвитии наиболее сложно организованный профиль наблюдается на первой стадии (умеренно глеевые болотного 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 заболачивания почвенного покрова указывалось, что оно включает в себя как саморазвитие глеевых болотных, так и сопряженный с ним метаморфоз суходольных почв. Особенность метаморфоза последних заключается в том, что воздействие вызывающего его фактора — болотных вод — протекает очень длительно, постепенно все более усиливаясь. Таким образом, этот фактор сам развивается в процессе метаморфоза почв и предел его развития наступает только при превращении суходольных почв в растущий (верховой) 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 биогеоценозе, как указывал В. В. Сукачев (1964), всегда присутствуют элементы синтеза и экзотеза. Поэтому под стабильностью факторов почвообразования подразумевается лишь относительная стабильность — изменение в пределах, не вызывающих коренных нарушений биогеоценоза в целом и его отдельных компонентов, в том числе почв (изменения не переходят за «порог» их устойчивости).

Изменение факторов почвообразования, вызывающее метаморфоз почв, может быть кратковременным или длительным. При кратковременном изменении (после лесных пожаров, в засушливый или необычно 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 в свое исходное состояние,

хотя можно предполагать, что этот «резкий» период нарушения среды не проходит для нее бесследно и оставляет в ней те или иные остаточные признаки (Родэ, 1947). Подобные «колебательные» изменения этих факторов в целом не меняют направления развития почвы в данной природной среде, а сообщают ему 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 ограниченного отрезка времени, «однократно», затем, перейдя в новое состояние, он стабилизируется. Метаморфоз почвы в этом случае состоит из вторичного нуль-момента и затем нового периода саморазвития. По существу происходит лишь смена периодов саморазвития в теле предшествующей почвы. Этот тип метаморфоза можно назвать дискретным. Например, климат современной южнотаежной территории Западной Сибири стал таковым после изменения климата, присущего лесостепной зоне, происшедшего на рубеже атлантического и суббореального периодов. В палеогеографической литературе указывается, что возможный временной диапазон этого изменения составлял около 500 лет. После этого рубежа климат южной тайги стал относительно стабильным, так как отмечаемое прогрессирующее похолодание не выходит за рамки тех климатических показателей, которые могут считаться характерными для южной тайги. Поэтому для почв этой территории вторичный нуль-момент имел место около 4 - 4,5 тыс. лет назад, а затем начался полный период их саморазвития по подзолистому типу в теле предшествующих темноцветных почв, т. е. метаморфоз последних.

В другом случае фактор изменяется направленно, непрерывно и существенно в течение длительного времени. Примерами могут служить прогрессирующее тектоническое опускание отдельных участков территории, выработка профиля равновесия реки, рост торфяных болот и их влияние на прилегающие суходолы. Почва, по существу, в течение всего периода изменения фактора находится в состоянии непрерывной динамики. В этом случае можно выделить два варианта: многократную смену вторичных нуль-моментов, этапов обособления и созревания; многократную смену вторичных нуль-моментов и этапов обособления, этап же созревания даже не достигается (рис. 30).

Тот или иной из этих вариантов определяется скоростью «прохождения» 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 отчасти или полностью успевает пройти даже этап созревания, но очевидно, что климаксовости наступить не может, пока фактор не стабилизируется. Этот тип метамор-

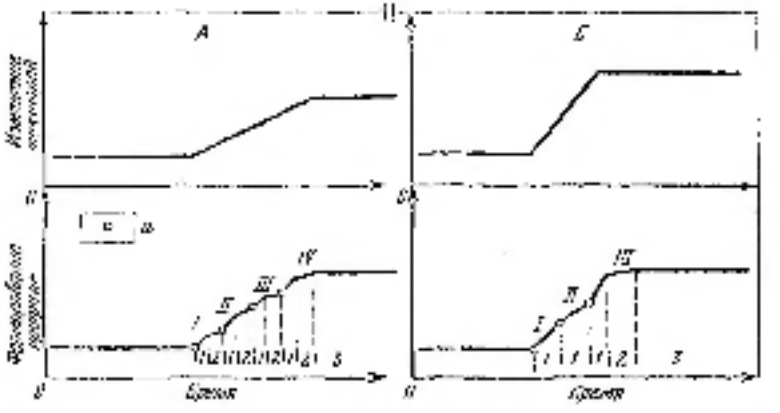


Рис. 30. Два варианта направленного метаморфоза почв

А — карбонат первый; Б — первый этаж; I—IV — периоды саморазвития. Этапы саморазвития. 1 — обыкновение; 2 — осолодение; 3 — палеонтологическое; а — палеонтологическая

фоза можно назвать перманентным. Он осуществляется при заболачивании почв.

Следует обратить внимание, что изменение какого-либо фактора, ставшего причиной эволюции природной среды, еще не означает, что именно он (его непосредственное воздействие) является главным двигателем метаморфоза почвы. Изменение одного фактора вызывает соответствующие изменения других, и вполне вероятно, что главной движущей силой станет один из этих «других» факторов. Можно предполагать, что изменение климата представляет собой случай, когда причина метаморфоза почв и его ведущий фактор совпадают. При изменении рельефа более вероятно их несовпадение. Например, при геоморфологической эволюции речной долины и террас (при понижении или повышении базиса эрозии) ведущим фактором метаморфоза почв являются грунтовые воды, а не изменение относительной высоты террас и общей дренированности.

Возможен и еще один случай: воздействие трансформирующихся факторов настолько сильно переплетается, что из их комплекса нельзя выделить один — ведущий фактор метаморфоза. Такой случай можно наблюдать, например, при верховом заболачивании песчаного водораздела, вызванном постепенным подъемом уровня почвенно-грунтовых вод. С известного момента развития этого процесса, когда появляются сплошные верховых сфагновых мхов, они начинают играть в заболачивании настолько значительную роль, что выделить из этих двух факторов ведущий не представляется возможным.

О возможном эволюционном пути, пройденном данной почвой, свидетельствуют реликтовые черты ее профиля, которые не

соответствуют современной обстановке почвообразования, не могли быть ею созданы и находятся в определенном противоречии с ней. Сопряженное изучение этих черт и палеогеографических условий позволяет понять эволюцию 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 облика, 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: мощный достаточно мощный горизонт, залегание карбонатов на небольшой глубине, ферругатно-гуматный и гуматный состав гумуса, почти полную насыщенность основаниями, pH в интервале слабокислый — щелочной, и т. д. На счет современного почвообразования можно отнести лишь кислую грубогумусовую или торфянистую подстилку и очень слабое начальное проявление элювиально-иллювиальной дифференциации профиля.

Во многих дерново-подзолистых почвах еще сохраняются, хотя и заметно разрушенные, темноцветные вторые гумусовые горизонты и карбонатные палевые 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 — еле заметное потемнение окраски на месте бывшего второго гумусового горизонта — свидетельствует о предшествовавшем темноцветном этапе почвообразования, который пережили эти почвы.

Сохранность реликтовых черт в профилях современных 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 (Фридланд, 1972). На севере 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 красноцветные реликты в профиле каштановых почв. Можно думать, что в мерзлотных условиях процессы масс- и энергообмена в профиле тундровой глеевой почвы со временем могут гомогенизировать минеральную почвенную толщу и стереть элювиально-илло-

внешнюю дифференциацию. Это как бы промежуточный случай. Явно неустойчивыми оказываются признаки аридного или полуаридного 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 предварительную группировку некоторых свойств почв регионов с умеренным гумидным климатом по характерному времени (т. е. времени, требующемуся для их образования). При этом предполагалось, что в большей 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 новой природной среде могут быть стерты за годы и десятки лет, гумусовые и карбонатные горизонты — за сотни и тысячи лет, зрелый минералогический профиль — за десятки и сотни тысяч лет.

3. Степень выраженности реликтового признака или горизонта на предшествовавшем этапе эволюции. Это важная поправка ко второму условию. Например, в гумидной обстановке для стирания хорошо солевых и карбонатных горизонтов с большой концентрацией солей и карбонатов потребуются более длительные отрезки времени, чем для стирания тех же, но малохорошо выраженных горизонтов с небольшим содержанием солей и карбонатов. Можно показать, что в примере с дерново-подзолистыми почвами южной тайги Западной Сибири, в тех из этих почв, которые имели 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 за период нового южнотаежного этапа почвообразования продолжительностью 4,5—4 тыс. лет этот горизонт был почти стерт или почти совсем.

4. Продолжительность нового этапа эволюции. Это условие делает возможной полную или неполную 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 это положение: продолжительность южнотаежного почвообразования в 4,5—4 тыс. лет обеспечила полное стирание реликтового гумусового горизонта в одних поч-

ках и лишь частичное стирание — в других, которым нужен для этого более длительный отрезок времени.

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 биогеоценоза (изменение факторов почвообразования), но в отличие от метаморфоза перемещение компонентов биогеоценоза при ступенчатом саморазвитии совершается в результате его автономного развития, а не под действием внешних причин.

ВОСХОДЯЩЕЕ САМОРАЗВИТИЕ КАТЕНЫ

Время является одним из факторов, определяющих развитие катены, ее состояние и облик в современный период. Если развитие катены протекает в условиях относительного постоянства факторов почвообразователей на всем ее протяжении, то это ее саморазвитие. Если же трансформация катены вызывается изменением внешних факторов, то имеет место ее метаморфоз. Во всех случаях развитие катена, так же как и отдельная почва, стремится к равновесию со средой.

Как было показано, геохимическая дифференциация катены на ряд определенных частей, секторов и основных профилей возникает как результат двух групп процессов: латерального перемещения веществ и почвообразования на месте.

Сущность латерального сопряжения почв обусловливает все более возрастающую роль по склону геохимическую и генетическую подчиненность каждой ниже расположенной почвы. Однако это не умаляет роли процессов почвообразования на месте, происходящих в профилях генетически подчиненных почв катены. Латеральный сток поставляет определенное количество вещества и влаги. Далее процессы почвообразования на месте в той или иной степени трансформируют это вещество в зависимости от условий создавшейся почвенной среды.

В таежной катене умеренной гумидной области, например, нижней почвой часто является торфяник болотный. Состав и количество приносимых латеральных веществ определяют тот или иной характер торфонакопления на первых стадиях процесса (низинный, переходный, верховой), но сам процесс торфонакопления обязан прежде всего условиям переувлажнения на месте, которые характерны для местообитаний в понижениях рельефа и лишь усиливаются латеральным перераспределением влаги, но не определяются им.

В катенах переменно-влажных тропиков нижние почвы часто представлены вертисолями (Boccquier, 1973; Bunlet, 1978). Обедненные почв элювиальной части катены основаниями и кремнеземом и аккумуляция этих продуктов в депрессиях в условиях щелочной среды создают благоприятную обстановку для синтеза

тезе монтмориллонитовых минералов на месте, что и формирует нижнюю почву катены — вертисоль.

Однако сказанное выше не исключает того, что в геохимической подчиненной части катены могут существовать отдельные горизонты и даже целые профили, полностью обязанные только латеральной аккумуляции вещества, без заметной переработки его почвообразованием на месте (части латеритных горизонтов и признаков, солевые и карбонатные горизонты и коры в аридных областях).

Саморазвитие отдельной почвы и катены в известной мере идентично. Вначале происходит обособление основных частей, секторов и профилей катены. Затем наступает созревание этой системы, в период которого окончательно оформляются основные профили и устанавливается положение границ между частями и секторами. Можно предполагать, что супераквальные почвы катены созревают несколько позже элювиальных, так как каждая расположенная ниже почва не может созреть, пока не созреют все расположенные выше. После того как элювиальные почвы созреют, требуется еще какое-то время для дозревания супераквальных почв. Затем вся система приходит в квазиравновесное состояние с природной средой.

Таким рисуется представление о квазиравновесии зрелой катены со средой. Это саморазвитие осуществляется при нисходящем латеральном перемещении вещества и влаги в катене, т. е. при нормальном геохимическом сопряжении почв, когда каждый ниже расположенный профиль является генетически подчиненным каждому профилю, расположенному выше.

Достижение катеной состояния квазиравновесия можно расценить как значительное ослабление с течением времени интенсивности как латерального перемещения вещества, так и процессов почвообразования на месте. В катенах заболачивания, как было показано, квазиравновесие не достигается, и тип их саморазвития существенно отличается от описанного выше типа, который можно назвать восходящим, или нормальным. С этих позиций следует проследить основные стадии саморазвития тех катен заболачивания, которые были нами изучены, и выявить те механизмы, которые приводят к иному типу саморазвития, отличающемуся от нормального.

На песчаных отложениях в средней тайге можно представить два варианта катен: с нижней почвой в виде глеезема болотного или в виде торфяного подзола. Если нижняя почва — глеезем болотный, то для него характерно прогрессирующее 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, и еще через какой-то период времени (500—1500 лет), при достижении торфяной залежью мощности 1 м, уже может начаться его трансформирующее катену влияние. Оно заключается в том, что от нижней почвы — растущего торфяника — возникает обратно направлен-

ный (вверх по катене) латеральный поток влаги и вещества. Развитие процессов, связанных с этим потоком, в конце концов к заболачиванию катены. В этой катене по компонентному составу можно выделить семь основных стадий.

Первая стадия: гольцы — подзол глеевато-иллювиальный — подзол глеевый — глеезем болотный.

Вторая стадия: три первые почвы первой стадии — подзол органогенный — растущий торфяник.

Третья стадия: четыре первые почвы второй стадии — глеезем болотный — растущий торфяник (это наиболее сложный и наиболее долго существующий гоголь катены).

Четвертая стадия: подзол глеевато-иллювиальный — все остальные почвы третьей стадии за исключением подзола.

Пятая стадия: подзол глеевый (органогенный) — все почвы четвертой стадии.

Шестая стадия: глеезем болотный — растущий торфяник.

Седьмая стадия: растущий торфяник.

В катене с пашней почвой в виде глеевого подзола по тому же признаку можно выделить следующие стадии.

Первая стадия: гольцы — подзол глеевато-иллювиальный — подзол глеевый.

Вторая стадия: три почвы первой стадии — подзол органогенный.

Третья стадия: четыре почвы второй стадии — глеезем болотный.

Четвертая стадия: пять почв третьей стадии — растущий торфяник.

Пятая стадия: подзол глеевато-иллювиальный — все почвы четвертой стадии, за исключением подзола.

Шестая стадия: подзол глеевый (органогенный) — все почвы пятой стадии, за исключением подзола глеевато-иллювиального.

Седьмая стадия: глеезем 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—5 тыс. лет, что связано со временем, необходимым для перехода глеезема болотного в растущий торфяник. Нижняя почва катены второго варианта — глеевый подзол — требует значительно больше времени для перехода в глеезем болотный или растущий торфяник, когда можно ожидать проявления обратного латерального потока. По-видимому, для этого необходим отрезок времени, охватывающий большую часть голоцена.

На суглинистых отложениях в средней тайге также можно выделить два наиболее широко распространенных варианта катен, испытывающих саморазвитие: или с глееземом болотным, или с глееземом торфянистым (дифференцированным или недифференцированным) в качестве пашней почвы. Стадии саморазвития катены первого варианта реализуются следующим изменением ее состава.

Первая стадия: глеезем таежный — глеезем таежный торфянистый — глеезем подзолистый.

Вторая стадия: две первые почвы первой стадии — растущий торфяник.

Третья стадия: две первые почвы второй стадии — глеезем болотный на профиле глеезема таежного торфянистого — растущий торфяник (это наиболее сложная и, по-видимому, наиболее долго существующая стадия, в то время ее существования расширяются линейные размеры супераквальных секторов катены).

Четвертая стадия: глеезем таежный торфянистый — глеезем болотный — растущий торфяник.

Пятая стадия: глеезем болотный — растущий торфяник.

Шестая стадия: растущий торфяник.

Катена второго варианта проходит следующие стадии саморазвития, отражающиеся в составе слагающих ее почв.

Первая стадия: глеезем таежный — глеезем таежный торфянистый.
Вторая стадия: две почвы первой стадии — глеезем болотный.
Третья стадия: три почвы второй стадии — растущий торфяник.
Дальнейшие стадии могут развиться аналогично четвертой, пятой и шестой стадиям развития катен первого варианта.

В южной тайге полная катена слагается четырьмя почвами: дерново-подзолистой — болотно-подзолистой (или подзолисто-глеевой) — дерново-глеевой — глееземом болотным. Ее саморазвитие при заболачивании включает несколько стадий. Вначале к тем же четырем почвам добавляется растущий торфяник (это, по-видимому, наиболее гетерогенная по составу и наиболее длительная стадия). Затем глеезем болотный и растущий торфяник надвигаются на почвы, расположенные выше по склону. Дерново-глеевый компонент выпадает, так как его позиция в рельефе захватывается глееземом болотным; после этого происходит последовательное выпадение сначала элювиальной, затем последующих почв и катена заменяется растущим торфяником.

Таким образом, для всех рассмотренных катен заболачивания характерны следующие общие закономерности саморазвития.

1. Нижняя супераквальная почва является наиболее медленно созревающей и ступенчато саморазвивающейся.

2. Первоначальная катена испытывает нисходящее саморазвитие; оно продолжается до тех пор, пока нижняя ступенчато развивающаяся почва не вступит во вторую стадию развития. Эта первая часть периода саморазвития может быть очень длительной, что определяется степенью исходного гидроморфизма нижней почвы катены.

3. С определенного момента начинается вторая часть периода саморазвития — восходящее саморазвитие катены, обусловленное возникновением латерального перемещения вещества и вначале вверх по склону.

4. Восходящее саморазвитие катены можно, в свою очередь, подразделить на два временных интервала. Первый интервал — саморазвитие катены — проходит и по нисходящему, и по восходящему типам, и ее структура максимально усложняется. Второй интервал — элювиальные почвы катены выпадают и она

превращается в полностью супераквальную. Это означает, что на всем ее протяжении происходит влияние восходящего латерального перехвата вещества и влаги.

5. В период восходящего саморазвития геохимическая подчиненность аккумулятивных почв катены с течением времени ослабевает, в них нарастает тенденция к геохимической и генетической самостоятельности. В почвах элювиальных секторов катены отмечается обратная тенденция. Вследствие этого ее нижние секторы постепенно надвигаются на ложащие выше и в условиях «свободы» развития этого процесса последние полностью поглощаются.

6. Восходящее саморазвитие сначала способствует гетерогенизации компонентного состава катены, которая максимально усиливается до выпадения элювиальной части. Развитие катены на полностью супераквальном этапе приводит к постепенному упрощению компонентного состава и, в крайнем выражении, к полному преобразованию катены как ландшафтно-географической единицы, представляющей собой то или иное сочетание (или варианты) почв, к замене ее комплексом торфяных образований или однородным ареалом растущего торфяника.

7. Восходящее саморазвитие катены обусловливает саморазвитие каждой почвы (сектора) и метаморфоз почв остальной части катены. Поскольку катена является ячейкой почвенного покрова, то очевидно, что подобная же синхронность саморазвития и метаморфоза разных компонентов характерна для забалансового почвенного покрова в целом, несомненно, 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 все происходит под влиянием саморазвивающегося нижнего сектора и его почвы.

Метаморфоз почв при восходящем саморазвитии катены представляет собой ту форму развития почвенного покрова, которую А. А. Роде (1947) назвал «дальнодействием биогеценоза». Впервые свойством дальнодействия обладает только почва нижнего сектора, в дальнейшем это свойство приобретают все выше расположенные почвы; при этом их дальнодействие направлено вверх по склону.

Существует достаточно разработанная система критериев, позволяющая судить об эволюции (понимая под ней как автометаморфоз, так и параметаморфоз) структур почвенного покрова (Фридланд, 1972). Применительно к саморазвитию или метаморфозу катены эти критерии следующие: свойства основных 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 они 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 иную почвенно-географическую единицу.

Для детально изученных катен переменно-влажных тропиков Бокье (Bocquier, 1973) и Буле (Boulet, 1978) описывают прогрессивно развивающийся во времени процесс элювиации нижней почвы — вертисоли — под влиянием накопления монтмориллонитовых минералов в условиях непрерывного латерального подтока необходимых для этого процесса веществ. Как кажется предполагать, созревание вертисоля приводит к прогрессирующему ухудшению его водопроницаемости и все большей задержке латерального потока у границы сектора с вертисолью, а не внутри него. Это дает импульс к образованию конкреционного и элювиального в основном, выше расположенном по склону секторе с другой почвой (осолоделым солонцом) и так далее. Этот процесс распространяется вверх по склону. По форме он напоминает рост органа вбок (в сторону суходола) и вверх, поскольку последний закупоривает канал латерального стока.

Оба автора утверждают, что процесс монтмориллонитизации во времени продвигается вверх по склону и что тенденция саморазвития подобных катен направлена к приобретению всей катеной свойств монтмориллонитовых почв. По-видимому, «конец» подобного саморазвития может быть связан с истощением запаса необходимых для этого процесса веществ, поступающих в латеральный сток.

Конец саморазвития катен по типу заболачивания можно себе представить только при возникновении условий поверхностного дренирования, 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 приближении разрастающейся супераквальной части катены к естественной дрене — долине хорошо дренирующего водотока.

Сопоставление механизмов восходящего саморазвития катен в таежной зоне и в переменно-влажных тропиках показывает, что, несмотря на отчасти сходный результат, приводящий в обоих случаях к восходящему типу саморазвития, они все же существенно различны.

При заболачивании отдельной почвы, катены или почвенного покрова механизмы могут быть органогенно-глеевыми (на суглинистых слабо- или недифференцированных почвах — глеземах тяжелых), органогенно-глеевыми полуторасквинами (на

подзолах) или органосиаль-глеевыми фрелэлювиевыми (на текстурно-дифференцированных суглинистых почвах).

В рассмотренных катенах переменно-влажных тропиков механизм трансформации отдельных почв и катены в целом чисто минералогический, связанный с характером трансформации и новообразования глинистых минералов. Трансформация этих катен по восходящему типу происходит при достаточном, но в целом недостаточном увлажнении и подчиненной роли органического вещества. В умеренных гумидных областях общая предпосылка для возникновения восходящего саморазвития катен — избыточное увлажнение и ведущая роль аккумуляции органического вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ литературных материалов и наших результатов изучения заболачивания, содержащихся в этой книге, заставляют рассматривать заболачивание как направление эволюции почв и почвенного покрова, потенциально присущее 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.

Проведенное 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 органогенно-аккумулятивном направлении почвообразования и типах эволюции (саморазвития и метаморфоза) почв и почвенного покрова.

Наконец, приложение установленных понятий и закономерностей к территории таежной зоны Западной Сибири позволяет оценить современное состояние почв и почвенного покрова этого региона и прогнозировать его развитие в будущем в естественных условиях и при антропогенном воздействии.

Почвенно-генетико-географическое содержание понятия «заболачивание» означает усиление по времени увлажнения и гидроморфности почв или почвенных комбинаций, приводящее к их развитию в направлении к органогенно-глеевым и органогенным почвам или соответствующим комбинациям этих почв. В физико-географическом смысле заболачивание реализуется в превращении разных исходных ландшафтов в ландшафт торфяного болота.

Заболачивание почв осуществляется благодаря особому органогенно-аккумулятивному почвообразованию, в котором ве-

лупу является ЗПП аккумуляция грубого органического вещества (торфонакопление). Это направление почвообразования существенно отличается от других аккумулятивных его направлений (вулканического, аллювиального и др.) тех, что аккумулирующийся на поверхности почвы материал является продуктом почвообразования in situ, т. е. автохтонным, а не поступающим извне (аллохтонным), и что материал органический, а не минеральный или органо-минеральный.

Эти важные отличия органогенно-аккумулятивного почвообразования, составляющего сущность заболачивания, дают основание рассматривать заболачивание как особое направление эволюции (саморазвития и метаморфоза) почв и почвенного покрова, отделить его от других разнообразных гидроморфных направлений эволюции (т. е. эволюции, возникающей в связи с нарастанием увлажнения) и тем самым сделать точным и вполне определенным почвенно-генетико-географический смысл понятия «заболачивание».

Следует напомнить понятийный смысл этих основных терминов, используемых в книге. *Саморазвитие почвы* — это ее развитие во времени в результате поступательного характера почвообразовательного процесса в условиях относительной стабильности факторов почвообразования (по А. А. Роде (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). *Гидроморфная эволюция почв* (от лат. retro — в дальнейшем, в будущем) — это эволюция, возникающая в связи с нарастанием увлажнения. Для нее характерна множественность направлений (эволюционных рядов почв и этапов эволюции почвенного покрова); заболачивание является одним из таких направлений.

Необходимым и достаточным условием для возникновения и развития заболачивания является сочетание гумидного климата и плоского слабодренированного рельефа. Это сочетание двух факторов неизбежно порождает и третий — неудовлетворительную дренирующую способность речной сети. Два из этих факторов — рельеф и дренирующая способность речной сети — имеют обратную связь с развивающимся заболачиванием, и их влияние усиливается во времени. Это обеспечивает спонтанный характер процесса.

Обширные болотоведческие и геоботанические материалы, существующие в почвоведении гипотезы, а также результаты наших исследований позволяют выделить *две формы* заболачивания — автохтонное и аллохтонное.

Автохтонное заболачивание, согласно почвенной гипотезе, развивается вследствие переувлажнения над уплотненными иллювиальными генетическими горизонтами, формирующимися в результате саморазвития почв. Увеличение уплотнения этих горизонтов во времени вызывает и прогрессирующее нарастание

переувлажнения автохтонной влагой, что в конце концов создает условия для торфонакопления. Автохтонное заболачивание как следствие саморазвития почв пока является гипотезой, но его существование в бореальной гумидной области представляется вполне реальным.

Аллохтонное заболачивание возникает и развивается благодаря поступлению на суходол дополнительной влаги от болота при его горизонтальном росте. Происходящее при этом заболачивание суходольных почв является их метаморфозом (а не саморазвитием, как при автохтонном течении процесса), так как причина эволюции — дополнительная влага, поступающая извне. В связи с тем, что масса воды, участвующей в аллохтонном заболачивании, неизменно больше, чем при автохтонном, скорость аллохтонного заболачивания значительно выше. Поэтому есть основания предполагать, что в создании огромных площадей суходольных болот бореальной гумидной области первостепенная роль принадлежит аллохтонному заболачиванию. Его закономерностям и посвящена эта книга.

Многообразное проявление аллохтонного заболачивания в равной 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 или понижением горизонта 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. Биоклиматическая закономерность их распространения в таежной зоне заключается в том, что с увеличением холодности 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-сезонномерзлотных и мерзлотных явлений.

В конкретной природной обстановке каждый тип заболачивания реализуется определенным механизмом протекания процесса. *Механизм заболачивания* — это совокупность и последовательность процессов, трансформирующих исходную незаболоченную или менее заболоченную почву в болотную. Разные механизмы заболачивания непосредственно определяются различиями режима и количества поступающей дополнительной влаги; это, в свою очередь, обусловливается различиями локальных (местных) факторов — мезо- и микрорельефа, характера и степени влияния бластного массива, характера профиля заболачивающейся почвы. Каждый механизм заболачивания включает в себя характеристику дополнительного увлажнения и вызванную им совокупность ЭПП, сопутствующих в почвенном профиле и приводящих к возникновению торфонакопления.

Для разных механизмов почвенно-грунтового заболачивания на легких породах характерны следующие общие черты. В связи с прогрессирующим подъемом уровня почвенно-грунтовых вод в почвах возникает или резко усиливается подзолистый Al—Fe-гумусовый процесс, в результате которого формируется значительно уплотненный горизонт B или ортзанд. Это способствует переувлажнению и отмиранию верхней части профиля и приводит к торфонакоплению. Эти механизмы по их существу можно назвать *органогенно-элювиальными подторфяниковыми.*

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. По мере усиливающегося поверхностного переувлажнения вызывает огрубление подстилки, развитие все более гидрофильного напочвенного покрова и торфонакопление.

Воздействие механизмов смешанного заболачивания аналогично описанному выше. Ведущим остается поверхностное переувлажнение (и связанные с ним трансформации почвы), однако его роль усиливается благодаря присутствию в почвенной толще горизонта 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 фрагментационными* (на текстурно-дифференцированных почвах, в которых уплотненный иллювиальный горизонт активизирует заболачивание).

Очень важной является разработка подходов к диагностике заболачивания в почвах и почвенном покрове. Проведенное исследование позволяет предложить подобный опыт, основанный на четырех группах диагностических признаков (критериев), относящихся к отдельным почвам, почвенному покрову и боло-

ту — опыту заболачивания. Эти критерии следующие: почвенно-генетические, почвенно-географические, «болотные» и геохронологические (возрастные). 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 — опыт заболачивания и история его формирования, дают косвенную, но необходимую информацию о развитии заболачивания суходолов во времени, о современной стадии как определенном отрезке этого длительного процесса и о возможном его характере в 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 этапах.

Верхняя часть минерального субстрата суходольных болот — это почвенные профили, погребенные под нарастающей торфяной залежью в те или иные периоды голоцена. Если горизонтная дифференциация этих почв была отчетливой, то подобные профили хорошо идентифицируются и являются доказательством происшедшего заболачивания. Более того, генетический облик этих почв отражает характер почвообразования разных периодов голоцена. Поэтому представляется, что изучение профилей минеральных почв в ландшафтах суходольных болот можно использовать не только при исследовании заболачивания, а значительно шире — как один из методов палеопедологической и палеогеографической реконструкции условий голоцена.

Исследование процесса заболачивания показало, что его возникновение в почвенном покрове связывается особым ступенчатым типом саморазвития, которым обладают почвы депрессий рельефа — глеевые болотные, или 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 внешних по отношению к биогеоценозу факторов, т. е. метаморфоз почвы. 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 обусловливает ступенчатое саморазвитие почвы. Метаморфоз, завершающий период ступенчатого саморазвития,

также называется одним из саморазвивающихся компонентов биосистемы.

При ступенчатом саморазвитии каждый новый тип почв формируется в теле предшествующей почвы, которая является для новой почвы материнской породой. В связи с этим вводится понятие о вторичном нуле-моменте («момент» зарождения признаков новой почвы в теле предшествующей) в отличие от первичного (истинного) нуль-момента, означающего появление признаков почвообразования в неизменённой материнской породе.

При ступенчатом саморазвитии происходит смена типов почв, которые традиционно считаются «зрелыми». Однако сама их смена свидетельствует о том, что их профиль, хотя и обладает горизонтальной дифференциацией, свойственной определенному типу почв, не является зрелым и (квази-)равновесным. Это вызвало необходимость выделения этого особого состояния почвы при ее саморазвитии как этапа созревания. Каждая «ступень» (или стадия) ступенчатого саморазвития подразделяется на два этапа: 1 — обособление (или становление) почвы, т. е. ее развитие от неизменённой материнской породы (на первой «ступени») или от почвы предшествующего типа (на последующих «ступенях») до профиля с определенной горизонтной дифференциацией «зрелой» почвы данного типа; 2 — созревание почвы, т. е. «дозревание» мощности и морфолого-физико-химических характеристик генетических горизонтов и общего строения почвенного профиля.

При ступенчатом саморазвитии созревание является этапом, когда в почвенном профиле закладываются признаки нового типа, в связи с чем созревание сменяется этапом обособления новой почвы; их разделяет вторичный нуль-момент. При простом (или обычном) саморазвитии созревание завершается переходом почвы в (квази-) равновесное состояние с природной средой.

Ступенчатым типом саморазвития характеризуются почвы, представляющие органогенно-аккумулятивное направление почвообразования,— это доказывается экспериментальным 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 почвенного покрова удобным объектом является катена — ячейка почвенного покрова, достаточно полно отражающая геохимические и генетические связи его компонентов в комбинации. Одним из основных свойств обычной катены является нарастание геохимической и генетической подчиненности почв вниз по склону в связи с соответствующим направлением латерального перемещения вещества и влаги. Это катены нормального, или нисходящего, типа развития.

Заболачивающиеся катены характеризуются тем, что в них с определенного момента возникает и усиливается во времени обратное восходящее перемещение веществ и влаги, т. е. в направлении от супераквальной части к элювиальной. Это обеспечивается ступенчатым саморазвитием нижней почвы катены, вначале органогенно-глеевой, затем органогенной, которая на определенной «ступени» своего развития трансформирует восходящее направление латеральной миграции на обратное. Это меняет характер сопряжения почв катены: супераквальные почвы стремятся в своем развитии к геохимической и генетической самостоятельности, для элювиальных почв — тенденция обратная. Следствие этого происходит постепенное падение илювиальных секторов катены на лежащие выше и, в крайнем выражении, полное поглощение последних.

В развитии катены заболачивания можно выделить три периода: I — восходящее развитие, когда каждая почва катены занимает свою «ландшафтную» геоморфологическую позицию на склоне; II — совмещение восходящего (в верхней части склона) и восходящего (в нижней части) развития, когда возникает заболачивание 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 супераквальной и начинается упрощение ее структуры. При «свободе» процесса заболачивания третий период развития катены завершается ее исчезновением как комбинации почв. Она заменяется одной почвой — растущим торфяником.

Развитие катены заболачивания — это осчастливание саморазвития ее нижней почвы и метаморфоза остальных почв, вызванного этим саморазвитием. Таким образом, можно говорить о том, что заболачивание катены — это ее саморазвитие, и что это особый, восходящий тип саморазвития катен.

Изучение закономерностей заболачивания катены позволяет осознать эволюционную сущность заболачивания почвенного покрова. Оно протекает как синхронное, но локализованное в пространстве сопряжение двух форм эволюции: саморазвития гидроморфных почв (комбинаций понижений рельефа и метаморфоза остальных почв, занимающих более повышенные позиции рельефа. Первая форма является причиной возникновения второй. Поэтому заболачивание — это саморазвитие почвенного покрова.

Заболачивание почвенного покрова можно разделить на два основных этапа: 1 — гетерогенизация состава и строения, наблюдающаяся в первую половину развития процесса, когда сосуществуют комбинации элювиальных почв и усложняющиеся комбинации супераквальных почв; 2 — гомогенизация, происходящая по причине почвенных комбинаций элювиальных почв и постепенного укрупнения и слияния контуров супераквальных почв в связи с их заторфовыванием. Этап гомогенизации завер-

ивается полным преобразованием структуры почвенного покрова. Сочетания минеральных и органогенно-глеевых (органогенных) почв трансформируются в комплексы органогенных почв или их однородные ареалы.

На основе изучения заболачивания почвенного покрова выдвигается представление о двух типах метаморфоза почв — дискретном и перманентном. Дискретный метаморфоз обусловлен сменой фактора (факторов) почвообразования в ограниченном диапазоне времени (конспектно), после чего фактор стабилизируется. Тем самым дискретный метаморфоз, по существу, означает смену периодов саморазвития, но второй из них начинается не на неизменённой материнской породе, а в теле предшествующей почвы. *Перманентный метаморфоз* выявляется направленным, непрерывным и существенным изменением фактора (факторов) 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 выражен именно перманентный метаморфоз, так как факторы, его вызывающие, — подъем почвенно-грунтовых вод и (или) поверхностное заполнение от болота — действуют с нарастающей интенсивностью в большом диапазоне времени.

Полученные по заболачиванию материалы позволяют несколько уточнить представления об условиях сохранности реликтовых признаков в 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 предшествовавшем этапе эволюции; продолжительность нового этапа эволюции. Можно утверждать, что реликтовые признаки могут являться свидетелями не только метаморфоза почв, как считалось ранее, но и их плавного саморазвития.

Общие закономерности 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.

Уникальная заболоченность этой территории является результатом воздействия почти всех природных факторов, которые оказались благоприятными для развития заболачивания. Кроме основной „триады" факторов, в этом же направлении действовали литология, гидрогеологические условия, длительно-сезонная мерзлота, отрицательные неотектонические движения, палеогеография голоцена.

Начало заболачивания суходолов в этом регионе следует отнести к атлантическому времени. Наибольшая активность заболачивания характерна для суббореального и субатлантиче-

ского времени. Поэтому вторая половина голоцена (с середины атлантического времени) 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 осуществился независимо от них, так как он был вызван саморазвитием одного из ландшафтов — торфяных болот, а все климаты голоцена оказались благоприятными для этого саморазвития.

История заболачивания западносибирской тайги и ее современное состояние позволяют дать возможный прогноз дальнейшего развития этого природного процесса. В гидрологo-геоморфологических условиях тайги Западной Сибири трудно ожидать широкого распространения со временем сплошных торфяных болот и развития минерализующихся торфяников. Более реальный тренд их дальнейшего развития — регрессивно-топяная эволюция, что ведет 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 неуклонно нарастать. Высокая степень заболоченности 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 предшествовать 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 диагностики 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 определенной пропускной способности. В некоторых случаях подобный дренаж может быть обеспечен восстановлением функционирующих в прошлом естественных водотоков, в других случаях потребуется их искусственное создание. Подобные мероприятия ликвидируют эффект поверхностного заполнения суходолов, а при почвенно-грунтовых заболачиваниях — стабилизируют уровень почвенно-

грунтовых вод. Сохранение этого положения потребует постоянного обеспечения необходимого дренажа на окраинах болот.

Очень важно оценить возможные последствия осуществления проекта переброски стока Оби и Иртыша на развитие заболачивания в западносибирской тайге. Эти мероприятия не окажут заметного влияния на темпы заболачивания таежных водоразделов и тем более не будут радикальным средством борьбы с этим процессом. Переброска стока способна оптимизировать водный режим лишь подменных территорий и в некоторых случаях — нижних надпойменных террас, если они не включают в себя обширных болотных массивов. Мероприятия по переброске стока следует рассматривать только как генеральную предпосылку для осуществления и дальнейшем системы мелиоративных мер: спрямление, расчистка и уменьшение многорукавности русел, дренажные системы двустороннего регулирования, лесомелиорация, лесовосстановление и другие.

CONCLUSION

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 Rode, 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 — autochtonous and allochtonous.

The autochtonous bogging is caused by water stagnation on the compact illuvial horizons resulting from soil autodevelopment (Afanasiev, 1930; Rode, 1947; Robinson et al., 1949; Crompton,

1956; Romans, 1962; Upolini and Mann, 1979). The increasing compaction of these horizons and water stagnation them in time finally leads to peat accumulation. The autochtonous bogging is so far a hypothesis in soil science, but its existence in boreal humid regions seems to be quite real.

The allochtonous 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 allochtonous bogging is much greater than that in the autochtonous one. That is why, the allochtonous 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 allochtonous 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-case»), 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 hingocenosis.

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, 1963; Altenmüller, 1957; Ameryeks, 1960; Fedoroff, 1968; Begon et Jamagne, 1971, 1973; Mückenhausen, 1971; Jamagne, 1972, 1978).

Catena is a convenient object when studying the soil cover bogging. The growing geochemical subdual of soils down the slope with the upper soil a superior importance is known to be the major property of catena (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 superaqual 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 catena 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 catena 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 (Boccquier, 1973; Boulet, 1978) in rather dry pedochimate 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 denudation (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.

Аболин Р. И. Опыт агрогеологической классификации болот.— Болотоведение, 1914, № 3.

Абрамова Т. Г. Типы аккумулятивных болот крайней северо-западной части Ленинградской области.— В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974.

Алекин О. А. К вопросу о химической классификации природных вод.— Тр. научно-иссл. учреждений Гидрометслужбы. Сер. 4, 1946 г., вып. 32.

Алекин О. А. Общая гидрохимия. Л.: Гидрометеоиздат, 1948.

Александровский А. Л. Голоценовые почвенно-археологические исследования в Русской равнине: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1972.

Арендаренко Е. В. Химическая природа и условия образования сфагнидов.— Учен. зап. МГУ, 1939, вып. 27. Почвоведение.

Архипов А. Д., Тарасенков В. О. Некоторые принципиальные определения экспериментальных и теоретических работ по геологии торфяных болот (биогеохимические и химические приемы).— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 5.

Аскинази Д. А. Наука о ландшафте. М.: Мысль, 1975.

Аскинази С. С. Заболачивание суши: Факторы и пути. М.: Гослесбумиздат, 1934.

Афанасьев Я. Н. Основные черты четвертичного покрова земли. Минск, 1930.

Афанасьев Я. Н. Почвоведение и мерзлота.— Избр. тр. Минск: Наука и техника, 1977.

Афанасьева Т. В., Романова Т. Д. О реликтовых признаках вторично-подзолистых почв южной тайги Западной Сибири.— Вестн. МГУ. Сер. 17. Почвоведение, 1974, № 1.

Бадюк Н. Б. Геолого-геоморфологическое и палеогеографическое закономерности формирования кинематически-молодых пород молодых платформ (на примере Западной Сибири): Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1979.

Бархатов Н. А., Куликова Г. Г., Лисс О. Л. и др. Типология, районирование и пути классификации растительного покрова болот центральной части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974.

Бондаренко-Гольцов И. Д. О принципах классификации болотных массивов и о типах болот Карелии.— В кн.: Природные ресурсы, история и культура Карело-Финской ССР. Петрозаводск, 1945.

Бочки Западной Сибири, их строение и гидрологический режим. Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

Бреа С., Кюри Ф. Международная классификация почв. М.: Прогресс, 1977.

Бочарова Г. К., Кирюшкин Ю. П., Костовцев Н. Н. и др. Тектоническая схема платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.— Тр. ЗапСибНИГНИ, 1968, вып. 1.

Будыков Л. А. Особенности формирования и прогноз состояния стока в таежной зоне Западно-Сибирской равнины.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1970, № 6.

Булохов Д. А. Весенний сток талой воды Западно-Сибирской равнины и его прогноз.— В кн.: Гидрометеорология Западной Сибири. Л., 1975.

Буровцев В. А., Кочуров А. Г., Московченко Н. И. Материалы по изучению процесса заболачивания пихтовых лесов в Лисинском лесопарке.— Тр. Лесотехн. акад., 1934, вып. 4(42).

Варламов И. П., Гоголь Ю. А., Побединова Н. Г. Структурно-геоморфологический анализ и его роль в изучении тектонического строения Западно-Сибирской равнины. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1970, вып. 37.

Васильевская В. Н. Автоморфные почвы каменистых хребтов Горного Алтая: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1973.

Васильев С. В., Гоголь Ю. П., Кузнецов Л. Ф., Небольсин М. М. Палеогеоморфология равнины Западной Сибири, его роль в формировании ее рельефа и осадочного чехла.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 5.

Вильямс В. Р. Общее земледелие с основами почвоведения. 4-е изд. М., 1938.

Виноградов А. П., Девирц А. Л., Лебедева З. И., Маркова Н. Г. Новые датировки позднечетвертичных отложений по радиоуглероду.— Геохимия, 1969, № 10.

Вознесенский С. С. Геоморфологии

Сибири: Курс лекций. Западная Сибирь. М., 1956. Стратиграфия.

Герасимов И. П. Метаморфизм почв и эволюционные типы почвообразования.— Почвоведение, 1968, № 7.

Герасимов И. П., Глазовская М. А. Основы почвоведения и географии почв. М.: Географгиз, 1960.

Герасимов И. П., Розов Н. Н., Роде А. А., Глазовская М. А. Горные области Западной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Природные условия и естеств. ресурсы СССР).

Глазовская М. А. О геохимических принципах классификации природных ландшафтов.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. география, 1962, № 3. Геохимия степей и пустынь.

Глазовская М. А. Типы почвенно-геохимических сопряжений.— Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1968, № 5.

Глазовская М. А. Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. Ч. 1. Основные особенности и типы почв.

Глазовская М. А. Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч. 2. География почв.

Глебов Ф. З. Болотная степень долины Енисея между реками Сим и Дубчес.— В кн.: Особенности болотообразования в некоторых лесных и предгорных районах Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.

Глебова А. Е. Материалы для познания почв и растительности Западной Сибири.— Тр. О-ва естествоиспытателей при Казан. ун-те, 1900, т. 35, вып. 2.

Городков Б. Н. Дикорастущие растительности на севере лесной зоны Западно-Сибирской низменности.— Прибл. фна, геогр., 1948, вып. 12.

Горлачева В. В. Типы болотных массивов Ярославского Поволжья.— В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974.

Гребенщиков О. А., Роде А. А. Почвы центральной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Почв. ин-та АН СССР, 1934, т. 10, вып. 1.

Гребцов Е. П., Полетов Л. А. Содержание и химико-минералогический состав фракций меньше 0,001 мм подзолистых почв Обь-Васюганского междуречья.— Науч. докл. высш. школы. Биол. науки, 1968, № 4.

Гриневич М., Томашевич Ю. Типологические особенности верховых болот Литовской ССР.— В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974.

Добрев С. Н., Тимофеев Д. А. Основные черты рельефа Сосьвинского Приобья.— В кн.: Сосьвинское Приобье: (Очерки природы и хозяйства). Иркутск, 1975.

Дыло Я. Н. Тепловой режим почв СССР. М.: Колос, 1972.

Добровольский Г. В., Афанасьева Т. В., Васильева Е. К. О возрасте и реликтовых признаках почв Тазовского Приобья.— В кн.: Палеогеографические аспекты изучения природных условий Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1969.

Докучаев В. В. Главные моменты в истории почвенных зон Европейской России, с классификацией русских почв: Отчет Нижегор. губ. земству. СПб., 1886. (Материалы к оценке земель Нижегор. губ. Естеств.-ист. часть: Вып. 1). — То же. Избранные сочинения. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. 4.

Докучаев В. В. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. 6.

Долгова Л. С., Гаврилова И. Особенности почв средне- и северотаежных подзон Западной Сибири (в пределах Тюменской области).— В кн.: Природные условия Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1971, вып. 1.

Домбровский А. Ю., Дубровина Р. Г., Исаева А. И. Реки и озера Советского Союза: Справочное руководство. Л.: Гидрометеоиздат, 1971.

Дюшофур Ф. Основы почвоведения. Эволюция почв. М.: Прогресс, 1970.

Жуков В. М. Конкрит и проблема болотообразования.— В кн.: Научные проблемы изучения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.

Забелина Ф. Р. Особенности режима и мелиорации заболоченных почв. М.: Колос, 1969.

Забелина Ф. Р. Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974.

Забелина Ф. Р., Зеер В. Г. Гидрологический режим, экологическая оценка и мелиорация незаболоченных и заболоченных легких подзолистых почв с органогенным горизонтом.— Почвоведение, 1969, № 1.

Забелина Ф. Р., Нарокова Р. П. Органогенный горизонт — генезис и диагностическое значение.— Науч. докл. высш. школы. Биол. науки, 1974, № 3.

Западная Сибирь. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Природные условия и естеств. ресурсы СССР).

Зайцев С. А. Курс гипсометрии. М.; Л.: Геодезиздат, 1937; 2 е изд., 1951.

Земцов А. А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976.

Зонн С. В. Почва.— В кн.: Север европейской части СССР. М.: Наука, 1966. (Природные условия и естественные ресурсы СССР).

Зубаков В. А. Хронология климатических колебаний плейстоцена в Западной Сибири. В кн.: Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М.: Наука, 1975.

Иванов К. Е. Гидрология болот. Л.: Гидрометеоиздат, 1953.

Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов. Л.: Гидрометеоиздат, 1957.

Иванов К. Е. Взаимодействие в болотных ландшафтах. Л.: Гидрометеоиздат, 1975.

Иванов К. Е., Шикунова Е. Я. Гидрологическое обоснование и основы составления левых и расширения нагрузок естественного заболачивания для подтопленных в ручьях гнездовий.— Тр. Гос. гидрол. ин-та, 1967, вып. 145.

Иванов К. Е. Определение годового слоя в реке на территории Западной Сибири и некоторые особенности его формирования.— Тр. Гос. гидрол. ин-та, 1967, вып. 139.

Иванов Г. Факторы почвообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1946.

Индексы и определитель почвенных горизонтов. М.: ВОП: Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 1972. Ротапринт.

Караваева Н. А. О признаках гидроморфного заболачивания в почвенном покрове тайги Западной Сибири.— В кн.: Природные условия и особенности хозяйственного освоения северных районов Западной Сибири. М.: Наука, 1969.

Караваева Н. А. Кислые элювиально-глеевые почвы средней и северной тайги Западной Сибири. Почвоведение, 1973а, № 8.

Караваева Н. А. Почвы тайги Западной Сибири. М.: Наука, 1973б.

Караваева Н. А. Морфология и генезис процесса заболачивания на песчаных породах в средней тайге Западной Сибири.— В кн.: Геохимические и почвенные аспекты изучения ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1975.

Караваева Н. А. Типы и механизмы современного заболачивания почв и лесной зоне.— В кн.: Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.

Караваева Н. А. Генезис и эволюция почвенного гумусового горизонта в почвах южной тайги Западной Сибири.— В кн.: Плейстоцен и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978а.

Караваева Н. А. Современное заболачивание в почвах южной тайги Западной Сибири и эволюция почвенного покрова в голоцене.— В кн.: Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978б.

Кац Н. Я. Болота земного шара. М.: Учпедгиз, 1941.

Кац Н. Я. Типы болот СССР и Западной Европы в их географическом распространении. М.: Географгиз, 1948.

Кац Н. Я. Болота земного шара. М.: Наука, 1971.

Кленд Н. Е. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. (Тр./Геол. ин-т АН СССР; Вып. 257).

Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977.

Ковалев Р. П., Каенов Е. М., Архипова Х. А. Выделы радиоуглеродного датирования органического вещества дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом Томского Приобья.— Изв. СО АН СССР. Сер. биол. наук, 1972, № 15, вып. 3.

Ковда В. А. Общность и различия в истории почвенного покрова континентов. (К составлению почвенной карты мира).— Почвоведение, 1966, № 1.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. 1, 2.

Козлова Р. П. Динамика болотных массивов с полигональной формой поверхности. (На примере болот Карелии).— В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974.

Колонцов Э. Г. Режим увлажнения и влагооборот на территории Сельвинского Приобья.— В кн.: Сельвинское Приобье: (Очерки природы и хозяйства). Иркутск, 1973.

Кондрат М. Ф. Древние культуры Томского Приобья. М.: Наука, 1974.— То же: Природа, 1973, № 12.

Костычев П. С. Основы учения о почве. СПб., 1911. Ч. 2. Вып. 1. Учение о почвенных климатических классификациях, четвертая степень и сухая степей и черноземные почвы.

Кощеев А. Л. К вопросу о роете болот.— Почвоведение, 1937, № 10.

Кузнецов Н. И. О болотах Нарымского края.— Болотоведение, 1915, № 1.

Лисс О. Л., Березина Н. А., Куликова Г. Г. Портрет болот центральной части Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Природные условия Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 4.

Лурье И. С., Полякова С. С. К вопросу о южной границе экстразонального многолетнемерзлого горизонта в Западной Сибири.— В кн.: Мерзлотные исследования. М., 1958, вып. 2.

Львов Ю. А. Заболачивание сухолесий в Томской области.— В кн.: Изучение и преобразование природы Сибири и Дальнего Востока в связи с ее перспективным освоением: Материалы к симпоз. IV всесоюз. географ. Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1969.

Львов Ю. А. Методические материалы к таксономии и классификации болот Томской области.— В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974.

Малков В. Б. Актуальные проблемы классификации и терминологии в болотоведении.— Там же.

Маковский В. И. Пространственная изменчивость болотных массивов увлажнения Зауралья.— Там же.

Малик Л. К. Влияние рельефа Западной Сибири на особенности ее подземного стока.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 5.

Малик Л. К. Дренирующая способность речной сети Западно-Сибирской равнины как фактор перераспределения территории.— В кн.: Вопросы гидрологии Сибири. Новосибирск, 1975. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 8).

Малик Л. К. Роль современных речных сетей в прогрессирующем заболачивании территории.— В кн.: Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.

Малясов А. И. Заболачивание почв на сплошных лесосеках.— Почвоведение, 1939, № 5.

Матвеев Л. С. Атлас увлажненности и теплообеспеченности Западно-Сибирской равнины. Омск, 1961.

Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.

Неганбайт М. И. Историческая геология и палеогеография СССР в середине. М.: Изд-во АН СССР, 1957.

Неганбайт М. И. Мерзлой природный феномен — заболоченность Западно-Сибирской равнины. Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1971, № 1.

Неганбайт М. И. Болота Обь-Иртышского междуречья.— В кн.: Природные условия освоения междуречья Обь—Иртыш. М., 1972.

Неганбайт М. И. Голоценовые процессы в Западной Сибири и палеогеография в связи с этой проблемой.— В кн.: Изучение и освоение природы Арктики. М., 1976а.

Неганбайт М. И. О сезонных природных условиях в средней тайге Западной Сибири в голоцене.— В кн.: Палеогеография в СССР. М.: Наука, 1976б.

Неганбайт М. И. Характеристика болот — важнейшего современного ландшафта северной части Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.

Нейштрупа С. С. Почвы и циклы эрозии.— Геогр. иссл., 1922, т. 1, вып. 2/3.

Нейштрупа С. С. Элементы географии почв. М.; Л., 1930.

Пологова Е. Д., Гребцова Б. П. Гипсовые кристаллы в почвах таежных ландшафтов Западной Сибири.— Почвы. МГУ. Сер. 17, Почвоведение, 1977, № 4.

Пономарева В. Д., Федоров К. Н. Состав и генезис органогенных почв таежной зоны Западной Сибири.— Почвоведение, 1977, № 7.

Николаевская Е. М. Морфометрический анализ Западно-Сибирской равнины.— Геоморф., 1970, № 4.

Николов М. П. Закономерности распределения влажности в сезонных залежах.— Тр. Центр. торфо-болотной опыт. станции, 1960, вып. 1.

Пидопличко А. А. О терминологии основных понятий болотоведения: (Из работ Болотной комис. Всесоюз. биогеогр. о-ва).— Биолог. журн., 1967, т. 52, № 11.

Овчаренко С. К., Соколова Т. А., Горбунова В. О. Гранулометрический состав в органогенных почвах тайги и лесотундры Западной Сибири.— Почвоведение, 1973, № 12.

Оловин В. К. Геокриологические условия формирования болот.— В кн.: Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977.

Орлов Б. Н. Ход накопления торфяной залежи верхового типа Западной Сибири. Л.: Недра, 1968. (Тр. ЛенСибНИИГИМ. Вып. 10).

Орлянкин И. В. Исследования по почвенному, гелиевому режиму и мелиорации солонцов и других засоленных почв Барабинской низменности.— Тр. Почв. ин-та им. Докучаева, 1966, т. 47.

Пастухов К. К., Судов В. В. Оценка гидрогенного потенциала рек по заболоченности водосборов.— Тр. Гос. гидрол. ин-та, 1966, вып. 132.

Переведенцев А. И. Геохимия ландшафтов. М.: Высш. школа, 1975.

Полевщиков В. Е. Возможность применения структурно-геоморфологических методов в Центральной части Западно-Сибирской низменности. Красноярск: Кн. изд-во, 1968. (Тр. СНИИГГИМС. Вып. 54).

Полынов Б. Б. Время как фактор почвообразования.— Изв. Докучаев. Почв. комис. 1916, № 3/4.

Полынов Б. Б. Ландшафт и почва.— Природа. 1925, № 1/3.

Полынов Б. Б. Геохимические ландшафты.— Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1956.

Пономарева В. В. К познанию гумусо-аккумулятивного почвообразовательного процесса.— Учен. зап. ЛГУ, 1951, № 140. Сер. биол. наук, вып. 27.

Попов О. А. Подземное питание рек. Л.: Гидрометеоиздат, 1968.

Почвенно-географическое районирование СССР (в связи с сельскохозяйственным использованием земель). М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Программа. Почвенной карты СССР масштаба 1 : 2 500 000. Сост. В. М. Фридланд, И. А. Карпачевская, Е. Н. Рудинева и др. М.: ВАСХНИЛ: Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 1972. Ротапринт.

Прокоров Ю. С. Динамика и особенности заболачивания территории в бассейне реки Водонь.— В кн.: Особенности болотообразования в некоторых лесных и предгорных районах Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1965.

Пьявченко Н. И. Условия заболачивания елового леса и торфонакопление в подзоне южной тайги Ленинградской и Вологодской областях.— Тр. Ин-та леса АН СССР, 1955а, т. 26.

Пьявченко Н. И. Некоторые типы болот и заболачивание лесов Тюменской области. Там же, 1955б.

Пьявченко Н. И. Типологическая характеристика заболоченных лесов как основа изучения болотообразования. Там же, 1959, т. 49.

Пьявченко Н. И. О научных основах классификации болотных биогеоценозов.— В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974.

Пятецкий Г. Е., Морозова Р. М. Изменение физических и химических свойств лесных почв южной Карелии в связи с вырубкой леса.— В кн.: Лесные почвы Карелии и изменение их под влиянием лесохозяйственных мероприятий. Петрозаводск, 1962. (Тр. Карел. фил. АН СССР).

Районирование территории СССР по сельским факторам урожая. М.: Наука, 1965.

Роде А. А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М.: Сельхозгиз, 1947.

Роде А. А. Режим почвенно-грунтовых вод подзолистых, солонцеватых и болотных почв.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, т. 33.

Роде А. А. Почвоведение. М.; Л.: Гослесбумиздат, 1958.

Роде А. А. Системы методов исследования в почвоведении. Новосибирск: Наука, 1971.

Роде А. А., Соболевский П. Л. Песчаные почвы террас р. Камы.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1939, т. 19.

Розанов А. Н. Серозёмы Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1951.

Розанов Б. Г. Почвенная номенклатура за рубежом и иностранная литература: (Рекомендации и материалы X Международ. конгр. почвоведов). М., 1974. Кн. 2.

Романов Е. А. Типы болотных массивов и закономерное распространение их на территории Западной Сибири.— В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.:

Наука, 1974.
Рубилова М. Л., Гурарь Ф. Г., Комаровская Н. В., Тележенко Л. И. Сопоставление структурных шлифов и различение поверхностных платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.— Тр. ЗапСибНИГНИ, 1965, вып. 1.
Сабуров Ф. В. Сапропелие леса.— Тр. Ботан. музея АН СССР, 1932, т. 24.
Серо-земельной части СССР. М.: Наука, 1966. (Природные условия и естеств. ресурсы СССР).
Сибирцев Н. М. Почвоведение: Лекции Варшавск. 1892. Ч. 1; СПб., 1900. Ч. 2, 3.— То же.— Избр. соч. М.: Сельхозиздат, 1951. Т. 1.
Скрынникова Н. Н. К вопросу об истории исследования, принципах классификации и систематики болотных почв СССР.— Почвоведение, 1954, № 4.
Соболев С. С., Седельников Д. Ф. Карта глубин плодородных местных бурых почв СССР.— Почвоведение, 1953, № 2.
Соколов И. А. Основные генетические геолого-фациальные элементы и типизация.— Почвоведение, 1976, № 12.
Соколов И. А., Тарабрин В. О. Взаимодействие почвы и среды: почва—климат и почва—человек.— В кн.: Изучение и освоение природной среды. М., 1975.
Структуры функционирования и эволюция экосистем биогеоценозов Барабы. Новосибирск: Наука, 1976. Т. 2.
Сукачев В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства. 3-е изд. Л., 1926.— То же.— Избр. тр. Л., 1973а, т. 2.
Сукачев В. Н. Экскурсия на торфяное болото. Пг., 1921.— То же.— Избр. тр. Л., 1973б, т. 2.
Сукачев В. Н. Основы лесной биогеоценологии. М.: Наука, 1964.
Танфильев Г. И. О болотах Псковской губернии.— Тр. Вольного экон. о-ва, 1889, кн. 6.
Танфильев Г. И. Пределы леса и полярной России. Одесса, 1911.
Тарабрин В. О., Александровский А. Л. Эволюция почв в голоцене (Проблемы, факты, гипотезы).— В кн.: История биосферы СССР в голоцене. М.: Наука, 1976.
Тарабрин В. О., Александровский А. Л. Самовосстановление и эволюция почв (на примере БЧС).— В кн.: Тез. докл. V делегат. съезда Всесоюз. о-ва почвоведов. Минск, 1977, кн. 4. Генезис, география и классификация почв. V подзона.
Тарабрин В. О., Бирюков А. Г., Кузнецов А. Б. Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках. *Морфология.*— В кн.: X Международ. конгр. почвоведов. М., 1974.
Толковый словарь по почвоведению. М.: Наука, 1975.
Толмачев Ю. С. К характеристике абсолютного возраста второго сукцессионного горизонта дерново-подзолистых почв Западной Сибири.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 5.
Тонконогов В. Д. О генезисе мелиоземов.— Почвоведение, 1976, № 3.
Тонконогов В. Д. Подзолообразование на кварцевых песках (на примере Северо-Русской равнины): Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1972.
Тонконогов В. Д. Подзолы на кварцевых песках Русской равнины, генезис и пути их окультуривания в природном хозяйстве.— В кн.: Почвы Нечерноземья и перспективы их сельскохозяйственного освоения. М., 1977. (Науч. тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева).
Тюремнов А. Н. Зональные типы почв севера Западной Сибири и динамика лесной растительности.— Вестн. МГУ. Биол., почвоведение, 1968, № 6.
Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения. М.: Недра, 1976.
Уфимцев В. А. Почвы южной части тундровой зоны Западно-Сибирской равнины. М.: Колос, 1974.
Федотов П. М. Температурный режим суглинистых почвогрунтов подзолистых Сосьвинского Приобья Западной Сибири и некоторые вопросы современного почвообразования.— Почвоведение, 1970, № 3.
Фомичев М. М. К вопросу о генезисе ортзанда.— Рус. почвовед., 1932, № 13.
Фосдик А. Ф. Ботанико-географические очерки. Ч. 2. Образование торфа и характерные торфяники северо-западной части Владимирской губернии.— Землеведение, 1899, кн. 1/2.
Фридланд В. М. Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972.
Фридланд В. М. О некоторых спорных вопросах географии почв.— В кн.: Изучение и освоение природной среды. М., 1976.
Хотеенков Б. А. Тыловой Северной

Европы. М.: Наука, 1977.
Черноусенко Э. С. О некоторых особенностях формирования почвенных морфопетрографических признаков (на материалах по Украине). — Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1971, № 6.
Шишкина М. Н. Классификация почв. — В кн.: Экологические субъекты. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Труды Почвенного института имени В. В. Докучаева АН СССР).
Arkenbout H. J. Bodenentwicklung aus Löss im Raume Braunschweig und ihre Veränderungen unter dem Einfluss des Ackerbaues. These Doct. Ingr. Bodenk. Univ. Bonn, 1957.
Ameryckx J. La pédogenèse en Flandre sablonneuse. Une chronoséquence sur matériaux sableux. — Pédologie, 1968, t. 18, N 1.
Begue J. C., Jamagne M. Sur la genèse des sols lessivés hydromorphes en Tunisie. — In: Pseudogley and gley. Trans. of Commiss. V and VI of the Intern. Soil Sci. Soc. Weilburg/Bergstr., 1972.
Jamagne G. Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad: Interprétation biopédoclimatique. P., 1973. (Mém. ORSTOM, N 62).
Boulet R. Modalités d'action du lessivage dans les sols tropicaux développés sur granites (Haute-Volta): Etude micromorphologique. — Cah. ORSTOM, Ser. Pédol., 1970, t. 10, N 4.
Boulet R. Toposéquences des sols tropicaux en Haute-Volta: Equilibres dynamiques et bioclimats. — Cah. ORSTOM, Ser. Pédol., 1975, t. 13, N 3.
Bourrier R. Toposéquences des sols tropicaux en Haute-Volta: Remblayage et toposéquence pédo-biocénotique. P., 1976. (Mém. ORSTOM, N 81).
Brewer R., Pratt R., Hollingdale J. A. Micromorphy and electron microprobe analysis of some iron-manganese pans from Newfoundland. — Canad. J. soil. Sci., 1973, vol. 53, N 4.
Buckley B. T. The geography of soil. L., 1975.
Buehrer T. M. Some aspects of the soil Catena concept. — Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 1942, vol. 7.
Butler B. E. Periodic phenomena in landscapes as a basis for soil studies. — Melbourne, 1958 (CSIRO Soil. publ. N 14).
Cajander A. K. Studien über die Moore Finnlands. — Fennia, 1916, 35, N 5.
The Canadian system of soil classification. Ottawa: Canada Soil Surv. committee, 1978. (Canada. Dept. of Agr. Res. Branch, Publ. 1646).
Chauvel A. Observation micromorphologique de la partie supérieure des sols rouges ferrallitiques de Casamance (Sénégal). Essai d'interprétation de la dynamique actuelle sous couvert forestier. — Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., 1977, t. 10, N 4.
Combeau P. de, Fauck J.-C., Tavernier R., Jamagne M. Dégradation dans les sols lessivés hydromorphes sur matériaux argilo-sableux. Essai de mise des sols de la nappe alluviale bourbonnaise (France). — Pédologie, 1970, t. 20, N 2.
Conry M. J., Connick 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.
Crocker R. L., Major J. Soil development in relation to vegetation and surface age at Glacier Bay, Alaska. — J. Ecol., 1955, vol. 43, N 2.
Crompton E. The environmental and pedological relationships of peaty gleyed podzols. — In: VI-e Congr. Intern. de la science du sol, Paris, 1956. Rapports, vol. E. Commiss. V.
Daniels R. B., Perkins H. F., Hajek B. F., Gamble E. E. Morphology of Coastal Plain pine flatwoods and criteria for its field identification in the Southeastern United States. — J. Soil Sci. Soc. Amer., 1978, vol. 42.
Dieleman P. Intérêt pédologique d'une classification génétique des sols. — In: 11th Intern. congr. of soil sci. Edmonton (Canada), 1978, vol. 1. Abstr. of papers presented at Commission sessions.
Dudal R. Etude morphologique d'une séquence de sols sur limon loessique. — Agriculture, 1963, vol. 7, N 2.
Fedoroff N. Genèse et morphologie des sols à horizon B textural en France atlantique. — Sci. sol., 1968, N 1.
Frenzmeier D. P., Whiteside E. P. A chronosequence of Podzols in Northern Michigan. — Quart. Bull. Mich. State Univ. Agr. Exp. Stat., 1963, vol. 46, N 1.
Glentworth R., Muir H. G. The association of hydrologic sequence in certain soils of the podzolic zone of North-East Scotland. — J. Soil. Sci., 1949, vol. 1, N 1.

Glossary of terms in soil science, Ottawa, 1976. (Canada. Dept. agr. Pub. Branch, Publ. 1459).

Graebner P. Handbuch der Heidekultur. Leipzig, 1564.

Guillet B. Le problème de l'évolution des podzols tropicaux et ses relations avec l'histoire de la végétation.— *Rev. forest. franç.*, 1974, t. 26, N 1.

Hagglund E. Die Brandtheorie. Ein neuer Beitrag zur Frage nach der Entstehung der Hochmoore.— *Mitt. Bull. Moorver.*, 1912, N 2.

Hausbrack H. Über das Alter und die Bildungsdauer von Eisenhutpodsolen.— *Zeitschr. Pflanzenernähr., Düng. und Bod.*, 1936, Bd. 23, H. 9.

Hemmond R. J. The origin, formation and distribution of peatland resources. In: Peat in horticulture. L. etc., 1975.

Hesselman H. Om hvilane sybildade tjäcktan i Alfdalens kronopark.— *Geol. Byrå, i Stockholm Årsskrift*, 1907, Bd. 39.

Ilmoniemi B., Jongerius von A., Pons L. J. Soil formation in organic soils.— In: Trans. of the 7-th Intern. Congr. of Soil Science, *Madison (Wisc.)*, 1960. Amsterdam, 1961. Vol. 4, Commiss. V: Genesis, classification, cartography.

Jamagne M. Corrélations micromorphologiques des sols développés sur formations limoneuses.— *Bull. Assoc. franç. étude sol.*, 1972, N 1/3.

Jamagne M. Les processus pédogénétiques dans une séquence évolutive progressive sur formations limoneuses lessiques en zone tempérée froide et humide.— *Compt. rend. Acad. sci. Ser. D*, 1978, t. 286, N 1.

Jauhiainen E. Structure, C-14 age and environment of an Holocene podzol under a peat layer.— *Ann. Acad. sci. Fenn. Ser. A, III. Geol.-geogr.*, 1972, N 112.

Jongerius A., Pons L. J. Soil genesis in organic soils.— *Jurger and Spadr*, 1962, vol. 12.

Lafforgue G., Riviet C.-E. Propos de Férolles. Les Graves de Bordeaux. Relations entre l'évolution pédologique et la vocation culturale. Direction 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 blanon loessique en Belgique.— *Anal. scient. de Univ. «Al. I. Cuza» din Iași. Sec. nouvă. Sect. 2, c. Geogr.* 1971.

Lozet J. Exogénèse et pédogénèse d'une terre noire tropicale rendzinoïde.— In: VI Congr. Intern. de la Science du sol. Paris, 1956. Rapports, vol. E. Commiss. V.

Lüders R. Stark entwickelte Podsole unter Eichen—Birkenwald bei Vollage im Westlicher Niedersachsen und die Frage nach ihrem Alter.— *Zeitschr. Pflanzenernähr., Düng. und Bodenk.*, 1954, Bd. 107, H. 3.

Marbut C. F. Soils of the United States: Atlas of american agriculture. Wash., 1935, vol. III.

McArthur J. L. Podsolisation in the hondrealed region on the river Derwent, Derbyshire.— *East Midl. Geogr.*, 1972, vol. 5, N 7.

McKeague J. A., Reid G. I., De Kimpe C. R. et al. Cemented subsurface horizons in soils of Canada.— In: 11th Intern. Congr. of Soil Sci., Edmonton (Canada), vol. 1 Abstr. for papers presented at Commission sessions.

McKeague J. A., Donahue R. W. H., Heringa P. K. Iron-manganese and other pans in some soils of Newfoundland.— *Canad. J. Soil Sci.*, 1968, vol. 46, N 3.

Malmström C. Om åtgärder för skogsmarkens försurning i Norrland.— *Medd. stat. skogsförsöksanst.*, 1932, h. 28 (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.

Mörtenhuemer F. Die Entwicklung der Böden auf den saaleeiszeitlicher Ablagerungen Nordwestdeutschlands.— *Sitzungsberichte d. österr. naturwissenschaftl. Gesellsch. Wien*, 1971, N 123.

Nettleton W. D., Daniels R. B., Hole-Crooker, R. J. Two North Carolina coastal plain catenas.— *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, 1968, vol. 32, N 4.

Nihlgård B. Pedological influence of spruce planted on former beech forest soils in Scania, South Sweden.— *Oikos*, 1971, vol. 22, N 3.

Nikiforoff C. C. Fundamental formula of soil formation.— *Amer. J. Sci.*, 1942, vol. 240.

Mirčinoff C. C. Weathering and soil evolution.— Soil Sci., 1949, 67, N 3.

Nye P. H. Some soil-forming processes in the humid tropics. 2. The development of the upperslope member of the catena.— J. Soil Sci., 1955, vol. 6, N 1.

Östlund H. G., Engstrand L. G. Stockholm natural radiocarbon measurements. V.— Radiocarbon, 1963, vol. 5.

Perrin R. M. S., Willis E. H., Hodge C. A. H. Dating of humus podzols by residual radiocarbon activity.— Nature, 1964, vol. 203, N 4948.

Proudfoot V. B. Problems of soil history. Podzol development at Groudard and Torr lowlands, County Antrim, Northern Ireland.— J. Soil Sci., 1958, vol. 9, N 2.

Robinson G. W., Hughes D. C., Roberts E. Podzolic soils of Wales.— J. Soil Sci., 1949, vol. 1, N 1.

Romans J. C. C. The origin of the indurated B$_h$ horizon of podzolic soils in North-East Scotland.— J. Soil Sci., 1968, vol. 15, N 2.

Riedlin A. Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes; les sols à profil calcaire différenciés des plaines de la Basse Moulouya.— Bull. Assoc. franç. étude sol., 1960, N 3.

Rouiller A., Jillot G., Wilson D., Paquet H. Dégénie par la calcite dans les environnements calcaires des pays arides.— In: 11th Intern. Congr. Soil Sci. Edmonton (Canada), 1978. Vol. 1. Abstr. for papers presented at Commission sessions.

Scheffer-Hueser H. W., Tamers M. A., Pielig F. Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierung gemethorfte.— Z. Pflanzenernähr., Düng. und Bodenk., 1969, Bd. 139, H. 1.

Schnitzer M. Inhibitory effects of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide.— Nature, 1966, vol. 212, N 5062.

Sharp C. F. Profile development and the relationship of soils in California.— In: First Intern. Congr. Soil Sci., Wash., 1927. Wash., 1928. Proc. and papers, vol. 4.

Steffanachi C. Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun: Variations pédologiques et problèmes morphologiques du milieu équatorial au milieu tropical. D., 1972, (Mém. ORSTOM, N 66).

Sjörs H. Successional trends in boreal peatland.— In: Proc. 5th Intern. Peat Congr., Poznań, 1976. Warszawa, s. a., Vol. 2.

Soil taxonomy. Soil conservation service. U. S. Dept. Agr. Agr. handb. N 436. Wash., 1975.

Stobbe P. C., Wright J. R. Modern concepts of the genesis of podzolsic.— Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 1958, vol. 23, N 2.

The System of soil classification for Canada. Ottawa, 1974 (Canada. Dept. Agr.).

Tamm O. Markstudier i det nordsvenska barrskogsområdet.— Medd. Statens Skogsförsöksanstalt. Stockholm, 1920, h. 17.

Tamm O. Northern coniferous forest soils. Oxford, 1950.

Tavernier R., Lotois A. La dégradation des sols limoneux sous monoculture de hêtres de la forêt de Soignes (Belgique).— Ann. Inst. Stud. şi cerc. pedol., Bucureşti, 1971, vol. 33.

Turenne J. F. Modes d'humification et différenciation pédologique dans deux toposéquences guyanaises. D., 1977 (Mém. ORSTOM, N 82).

Vorari Y. Studies on the vegetational history of the Kuusamo district (North East Finland) during the late-quaternary period. IV. The age and origin of some present-day vegetation types.— Ann. bot. fenn., 1968, vol. 2, N 3.

Wang C., Bake G. J., McKeague J. A. Silo characteristics, morphology and physical properties of selected outlain soils from the maritime provinces.— Canad. J. Soil Sci., 1978, vol. 58, N 3.

Williams C., Yaalon D. H. An experimental investigation of reddening in dune sand.— Geoderma, 1977, vol. 17, N 3.

Yaalon D. H. Weathering and soil development through geologic time.— Bull. Res. Council Isr. Sect. G, 1963, vol. 11, G, N 3.

Yaalon D. H. Soil-forming processes in time and space.— In: Paleopedology: Origin, nature and dating of paleosols: Pap. Symp., Amsterdam, 1970. Aug. N. Y., 1971.

Young A. The soil catena: a systematic approach.— In: International geography 1972. Papers submit to the 22 Intern. Geogr. Congr., Canada. Univ. Toronto Press, 1972, vol. 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

Современные эволюционные представления в почвоведении и географии почв 9

Метаморфоз и саморазвитие почв и почвенного покрова . . . 9
Эволюция заболачивания почв 30

Природные условия тайги Западной Сибири и их развитие в голоцене 45

Общие природные факторы заболачивания 46
Палеогеографии голоцена 65

Общая схема развития заболачивания, интенсивность процесса и его диагностика 88

Формы, типы и механизмы заболачивания 90
Диагностика заболачивания 97

Заболачивание на легких породах в средней тайге 72
Ольховичский район 72
Катена почвенно-грунтового заболачивания 89
Подзолы AI — Po-гумусные автономные 90
Подзолы AI — Po-гумусовые глеевые 98
Подзолы AI — Po-гумусовые глеевые с глубинами накопления органики 110
Подзолы органогенные 119
Подзолы торфянистые с мелким органикой 124
Развитие катены с генезом органика 142
Эволюция почвенного покрова в голоцене 150
Заболачивание на тяжелых породах в средней тайге 168
Район Пань Ях 168
Катена заверхностного заболачивания 177
Глеезем тяжелые дифференцированные 181
Глеезем тяжелые дифференцированные торфянистые 189
Глеезем болотные торфянистые 194
Торфяники переходные среднемощные 201
Развитие катены поверхностного заболачивания 202
Катена грунтового и смешанного заболачивания 210
Глеезем тяжелые дифференцированные глубоко-грунтово-глеевые 212
Глеезем тяжелые дифференцированные грунтово-глеевые 218
Глеезем болотные торфяные 223
Развитие катены грунтового и смешанного заболачивания 226
Эволюция почвенного покрова в голоцене 237

Заболачивание в свете общей теории эволюции почв 243
Ступенчатое саморазвитие почв 245
Два возможных типа метаморфоза почв 261
Восходящее саморазвитие катены 270

Заключение 275

Литература 280

CONTENTS

Preface 5

Modern evolution concepts in soil science and in soil geography 9

Metamorphosis and synchronydevelopment of soils and of soil cover . . . 9
Evolution of soil bogging 30

Zoological conditions of taiga of West Siberia and their evolution in Holocene 45
Ecological factors of bogging 46
Paleogeography of Holocene 49

A general scheme of bogging, its categories and diagnostics . . .
Forms, types and mechanisms of bogging . . . . . .
Diagnostics of bogging . . . . . .

Bogging on light-textured deposits in the middle taiga . . . 72
The Sykrmir area 72

The bogging catena on ground-water 89
Al—Fe-humus podzols 90
Gleyish podzols 96
Gley podzols with a deep thin orterd 110
Orterd podzols 119
Peaty podzols with a soft orterd 134
Evolution of catena and genesis of orterd 143
Evolution of the soil cover in Holocene 150

Bogging on heavy-textured deposits in the middle taiga . . . 169
The Nori-Yakh area 169
The bogging catena on surface water 177
Differentiated gley soils 181
Differentiated peaty gley soils 189
Peaty gley soils 194
Mesotrophic peat soils 201
Evolution of the bogging catena on surface water 202
The bogging catena on mixed water 210
Differentiated gley soils with deep ground-water . . . 213
Differentiated gley soils with near-surface ground water . . 218
Peat gley soils 222
Evolution of the bogging catena on mixed water 226
Evolution of the soil cover in Holocene 237

Bogging and the general theory of soil evolution 243
A «step-like» autodevelopment of soils 243
Two possible types of soil metamorphosis 264
«Ascending» autodevelopment of soils 290

Conclusion 273
References 290

Инна Анатольевна Карпачевская

ЗАБОЛАЧИВАНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВ

Утверждено к печати Институтом географии АН СССР

Редактор издательства М. Е. Ашихмина. Художник В. В. Бутягин. Художественный редактор Т. Ю. Алексеева. Технический редактор Т. А. Калинина. Корректоры Л. М. Леонтьева, К. Н. Листова

ИБ № 9207

Сдано в набор 13.06.83. Подписано к печати 07.02.84. Т-04110 Формат 60X90/16. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 18,5. Усл. кр.-отт. 18,81. Уч.-изд. л. 20,5

Тираж 1700 экз. Тип. зак. 3513. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Наука». 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10